



# Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation

Thomas Grangeon

## ► To cite this version:

Thomas Grangeon. Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU040 . tel-00875975

**HAL Id: tel-00875975**

**<https://theses.hal.science/tel-00875975>**

Submitted on 23 Oct 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Thomas Grangeon**

Thèse dirigée par **Michel Esteves**

et codirigée par **Cédric Legout**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement**

et de l'école doctorale **Terre, Univers, Environnement**

## Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation

Thèse soutenue publiquement le **7 Novembre 2012**

**Peter Van der Beek**

Professeur, Université Joseph Fourier, Président

**Alain Crave**

Chargé de recherche, Geosciences Rennes, Rapporteur

**Frédéric Darboux**

Chargé de recherche, INRA Orléans, Examinateur

**Gerard Govers**

Professeur, Katholieke Universiteit Leuven, Rapporteur

**Michel Esteves**

Directeur de recherche, IRD, Université Joseph Fourier, Directeur de thèse

**Cédric Legout**

Maître de conférences, Université Joseph Fourier, Co-Directeur de thèse





# Remerciements

Les remerciements... Les dernières phrases écrites mais paradoxalement les premières (et dernières ?) lues d'une thèse. Elles concluent une aventure, et permettent de réaliser à quel point on est loin de passer ces trois années seul, contrairement à ce que l'on peut penser.

La thèse, ça commence souvent (très) tôt le matin d'un pas peu assuré qui amène on ne sait trop comment jusqu'au laboratoire. Heureusement que d'autres courageux matinaux sont là pour discuter en buvant un premier café, pour rentrer dans sa journée : merci Aurélien et Simon ! Ensuite il faut chercher... Mais quoi ? Comment ? Tiens, si je faisais ça comme ça ? Ça m'a l'air intéressant, mais qu'en pensez vous, Michel et Cédric ? Merci à mes deux encadrants de m'avoir donné de la liberté d'action durant ma thèse, merci de m'avoir guidé quand je le demandais et soutenu. Allez, c'est parti, il faut monter le protocole. On se pose des tas de questions (merci à ceux qui m'ont aidé dans mes réflexions : Nicolas, Guillaume, Jean-Pierre, Oldrich, Brice, Philippe, Christian, Nicole), il faut faire des tests et essayer encore et encore jusqu'à ce que la totalité des instruments acceptent de se laisser domestiquer le temps d'une expérience (merci au pôle expérimentation et au pôle mécanique du laboratoire : Simon, Romain, Fred, Hervé, Jean-Marie et Henri). Puis vient le temps de l'expérience en elle-même, rythmée par le chronomètre, les échantillonnages, les mesures à la burette et au granulomètre... Et les maux de tête associés à l'utilisation prolongée de ce dernier - les utilisateurs réguliers de la sonication comprendront. Après avoir traité les données de laboratoire, on en vient à se dire que les résultats de ces expériences mériteraient d'être testés au sein d'un modèle numérique. Encore faut-il disposer d'un modèle à adapter ! Merci Luis et Guillaume, pour m'avoir permis d'utiliser chacun de vos modèles et pour l'aide dans les séances de débbugage qui accompagnent nécessairement toute modification d'un code existant. Tiens, pendant que je codais le temps s'est couvert : grosse pluie en prévision, chouette, des échantillons à aller collecter sur le terrain ! Vite, lancer l'ordre de mission ! Merci Synthia et Odette d'avoir parfois dû réagir en urgence face à des épisodes pluvieux imprévus. Merci Claire et Valérie, pour les appuis en tout genre, depuis les démarches à réaliser jusqu'aux discussions à toute heure. Merci à Patrick et Wajdi pour les dépannages informatiques face aux divers soucis à grande échelle qui ont ponctué ces trois années.

Bon, maintenant j'irai bien faire une expérience au Canada. Ghyslaine, comment dois-je m'y prendre pour préparer cette mission ? Merci pour ton appui et ta bonne humeur permanente. Je me transfère vers un autre continent deux petits mois, le temps d'une expérience (thanks a lot Ian : for welcoming me and for the advises ! Chris, Bryan, Quintin, many thanks to you too), à peine le temps de visiter après ça (merci Fabien pour l'hébergement, les repas et les discussions) et me voilà de retour en France. Ici, il y en a qui finalisent déjà leur thèse (merci Rémi, entre autres choses pour les discussions sur l'érosion, merci Nan pour l'aide immense que tu m'as apporté dans la partie « pluie » de mon travail), d'autres qui commencent tout juste (bon courage à la relève : Stéphanie, Matthias, Lise, Annette, Mohammed, Thomas Morlot, Valentin, Phuong, Moussa). Pour ma part, c'est la rédaction qui commence. La consommation de café explose, les nuits raccourcissent d'autant plus que l'échéance se rapproche... Et enfin le rendu ! Il faut alors demander leur avis aux rapporteurs et examinateurs : je remercie ainsi respectivement Alain Crave et Gerard Govers, ainsi que Frédéric Darboux et Peter Van der



Beek d'avoir accepté ce travail. Je remercie les deux premiers pour leurs regards critiques et leurs nombreux commentaires sur mon travail. Je remercie également Frédéric concernant le diviseur d'échantillon et les réflexions. Merci Peter d'avoir accepté de présider le jury, mais aussi pour les cours d'introduction à l'érosion que j'ai pu suivre lorsque j'étais encore sur les bancs de Dolomieu, et qui m'ont en partie amené là où je suis maintenant, après un détour par l'océanographie physique (merci Achim et Emmanuel, de m'avoir donné goût à la recherche alors que je me destinais initialement à une formation professionnelle).

Et puis vient l'oral, suivi de la (dé)libération. Je tiens à adresser un immense merci à ma famille, pour le soutien moral et matériel (merci Sylvain pour les très, très nombreux repas et les soirées quand tu étais à Grenoble) infaillible que vous m'avez apporté en fil rouge (notamment) pendant ces trois ans, et aussi pour ce pot drômois qui a parfaitement conclu la journée de la soutenance ! Merci à vous, mais aussi à Sébastien, Marie-Pierre, Juliette, Nicolas Coudurier et Thomas Prieur de vous être déplacés juste pour ma soutenance.

Après ça, vient le temps des rétrospectives. Tout au long de ces trois années, j'ai eu la chance d'avoir côtoyé énormément de gens sans qui la vie pendant et en dehors de la thèse n'aurait pas été aussi agréable. Merci à celles et ceux avec qui j'ai pu partager un repas (envers et contre tous, je le maintiens : non, le RU ce n'est pas mauvais), un café, une bière ou simplement une discussion de coin de table : Hernán, Solène Dutordoir, Clément Duvert, Olivier, Joris, Thomas Geay, Baptiste, Germain (quand tu es passé à Grenoble), Aloïs, Agizew, Matthieu Lafaysse, Cynthia, Laurent, Gérémy, Jérémy, Elsa, Adrien, Amélie, Dominique, Thomas Dizier pour le LTHE, Pierre, Marion et Albanne du côté du LEGI, Edith au LYPhi et Cécile au GIPSA-lab (même si je ne vous ai pas connu via les labos). Merci Alexis pour ton coup de main sur les données du Pradel, et Vincent pour le travail sur le ré-échantillonnage ! Merci aux joueurs et joueuses d'Ultimate du groupe qui s'est formé sur le campus (trop nombreux pour être listés, j'espère que vous ne m'en voudrez pas), pour les bons moments sur le terrain. Merci à la BDM, qui m'a permis de rencontrer des gens de tous horizons et de me changer les idées. Merci principalement à Benoît, le co-fondateur, ainsi qu'aux habitués : Mélissa, Nicolas, Emilie, Pauline, Jean, Solène, Mélanie, Clémence, Antoine, et ceux qui sont passés. Pour les randonnées avec bivouac *vraiment* par tous les temps merci à Tony et Matthieu ; ça fait du bien de laisser la rédaction de côté le temps d'un week end pour aller respirer l'air frais en montagne. Une pensée pour Christine et les conversations sur le futur que l'on a pu avoir, qui m'ont amenées à beaucoup réfléchir, mais pas à de la science. Je conclurai par un merci tout particulier aux amis proches, avec qui j'ai énormément partagé. Des moments de doutes à ceux de détente, en passant par des grands moments de réflexion, des soirées, des repas, des cafés, des randonnées, des lancers de frisbee. . . Merci Isabelle, Nicolas, Clément Duron, Julien, Antoine Chevalier, Benoît, et Lucas !



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
1.1	Problématique générale . . . . .	2
1.1.1	Principaux enjeux liés au transport des particules fines . . . . .	2
1.1.2	Problématique de l'étude . . . . .	5
1.2	Questions scientifiques et organisation du mémoire . . . . .	13
<b>2</b>	<b>Les particules, des versants à l'estuaire : état des connaissances</b>	<b>15</b>
2.1	Production et transit des matériaux sur les versants . . . . .	16
2.1.1	Type d'érosion à l'œuvre sur les versants . . . . .	16
2.1.2	Conceptualisation de l'érosion . . . . .	18
2.1.3	La pluie et son importance pour l'érosion . . . . .	20
2.1.4	Importance de l'état de surface des sols . . . . .	28
2.1.5	Transport par le ruissellement . . . . .	29
2.1.6	Export jusqu'aux chenaux et aux exutoires : notions de connectivité sédimentaire .	34
2.2	Transport de particules en rivière . . . . .	36
2.2.1	Le charriage . . . . .	37
2.2.2	La suspension . . . . .	39
2.2.3	Détermination de la vitesse de chute . . . . .	43
2.2.4	Les flocs de rivière : structure et implication pour la physique du transport . . . .	46
2.3	Mécanismes connus de la dynamique des particules en grandes rivières et estuaires . . . .	48
2.3.1	Introduction - Rapprochement avec le travail de thèse . . . . .	48
2.3.2	Conceptualisation générale . . . . .	49
2.3.3	Mécanismes de floculation et désagrégation . . . . .	50
2.3.4	Structure et dynamique des flocs . . . . .	52
2.3.5	Notion de temps d'équilibre . . . . .	53
2.4	Modélisation numérique . . . . .	55
2.4.1	Modélisations statistiques et empiriques . . . . .	55
2.4.2	Modélisation conceptuelle . . . . .	56
2.4.3	Modèles à base physique . . . . .	56
2.4.4	Représentations auxquelles nous allons porter intérêt . . . . .	58
<b>3</b>	<b>Matériel et méthodes génériques</b>	<b>61</b>
3.1	Mesure de la granulométrie des particules . . . . .	62
3.1.1	Granulométrie laser : principe, avantages et limitations . . . . .	62
3.1.2	Combinaison de différents types de mesure . . . . .	64
3.2	Représentativité du ré-échantillonnage dans le cadre de granulométries étendues . . . . .	65
3.3	Protocole de mesure . . . . .	67

<b>4</b>	<b>Etude de la taille des particules dans un petit bassin versant de tête</b>	<b>71</b>
4.1	Introduction . . . . .	77
4.2	Material and methods . . . . .	79
4.2.1	Catchment characteristics and field sampling . . . . .	79
4.2.2	Particle size measurements . . . . .	80
4.2.3	Data analysis . . . . .	81
4.3	Results and discussion . . . . .	82
4.3.1	Assessment of the measurements quality . . . . .	82
4.3.2	Variability of the effective particle size distributions . . . . .	84
4.3.3	Factors governing particle size distribution variability . . . . .	86
4.4	Conclusions . . . . .	89
<b>5</b>	<b>Effets du sol et de l'écoulement sur la taille de la suspension</b>	<b>93</b>
5.1	Introduction . . . . .	97
5.2	Material and methods . . . . .	99
5.2.1	Soils characteristics . . . . .	99
5.2.2	Experimental set-up . . . . .	100
5.2.3	Methods . . . . .	102
5.3	Results and discussion . . . . .	105
5.3.1	Flume runs - erosion and deposition characteristics . . . . .	105
5.3.2	Individual particles densities and bed shear stress control on particle size . . . . .	108
5.3.3	Soil aggregates behaviour within the water column . . . . .	111
5.3.4	An assessment of the underlying factors to consider for particle size variations . . . . .	112
5.3.5	Comparison with some aquatic environments . . . . .	113
5.4	Conclusions . . . . .	116
<b>6</b>	<b>Lien entre énergie cinétique de la pluie et taille des particules</b>	<b>121</b>
6.1	Abstract . . . . .	123
6.2	Introduction . . . . .	123
6.3	Material and methods . . . . .	125
6.3.1	Rainfall characteristics . . . . .	125
6.3.2	Experimental protocol . . . . .	128
6.4	Results . . . . .	131
6.4.1	Simulated rainfall characteristics . . . . .	131
6.4.2	Particles detachment . . . . .	132
6.5	Discussions . . . . .	136
6.5.1	Simulated rainfall representativeness . . . . .	136
6.5.2	Splashed mass and particle size distributions . . . . .	137
6.5.3	Resulting considerations about actual erosion modelling at the plot scale . . . . .	140
6.6	Conclusions . . . . .	141
<b>7</b>	<b>Analyse de la sélectivité granulométrique à l'échelle du versant</b>	<b>145</b>
7.1	Matériel et méthodes . . . . .	147
7.1.1	Présentation du site . . . . .	147
7.1.2	Mesure des précipitations . . . . .	150
7.1.3	Traitement des données . . . . .	151
7.2	Résultats et discussion . . . . .	152

7.2.1	Présentation des évènements ruisselants et dynamique de la concentration . . . . .	152
7.2.2	Analyse des caractéristiques des particules . . . . .	157
7.2.3	Etude des masses par fraction granulométrique . . . . .	162
<b>8</b>	<b>Effet d'un détachement sélectif à l'échelle du versant</b>	<b>165</b>
8.1	Introduction . . . . .	167
8.2	Présentation succincte des modèles . . . . .	168
8.2.1	PSEM_2D . . . . .	168
8.2.2	Turbillon . . . . .	172
8.3	Proposition et implémentation d'une paramétrisation . . . . .	173
8.3.1	Cadre général, remarques et adaptation . . . . .	173
8.3.2	Développement de la paramétrisation . . . . .	174
8.4	Configuration des modèles et scénarios numériques . . . . .	175
8.5	Résultats et discussion . . . . .	178
8.5.1	Optimisation des solutions . . . . .	178
8.5.2	Comparaison des champs d'écoulement . . . . .	179
8.5.3	Masses de particules exportées du versant : effets respectifs du transport et de la production . . . . .	180
8.5.4	Intérêt de la prise en compte d'un modèle à plusieurs classes de granulométrie dès le détachement . . . . .	185
8.6	Conclusions . . . . .	188
<b>9</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>193</b>
	<b>Références</b>	<b>207</b>



# Chapitre 1

## Introduction générale

## Remarque introductive

La littérature abonde d'études sur le transport solide, que ce soit sur les versants, en rivière ou en milieu côtier et maritime. Il en résulte parfois une certaine confusion sémantique que certains auteurs critiquent (Phillips et Walling, 2005). Afin de clarifier ce manuscrit, le terme de « particule » sera l'appellation généraliste que nous emploierons pour désigner les particules fines, sous une forme agrégée ou de particules élémentaires. Le terme de particules « fines » désignera typiquement notre objet d'étude, à savoir les particules de diamètre inférieur à deux millimètres. Nous emploierons le terme « d'agrégat » pour désigner une particule composite au sens large. Le terme de « floc » sera réservé aux agrégats dont nous sommes certains qu'ils sont formés suite à floculation au sein de la colonne d'eau ou dans le lit d'une rivière. Finalement, le terme « sédiment » sera réservé à toute particule, agrégat ou floc, susceptible d'avoir déjà séjourné dans le lit d'une rivière.

## 1.1 Problématique générale

### 1.1.1 Principaux enjeux liés au transport des particules fines

Les processus érosifs ont des répercussions à de nombreuses échelles spatiale et temporelle. D'un point de vue géomorphologique (échelles typiques de l'ordre du million d'années et de la centaine de millier de kilomètres) ils sont responsables de l'évolution des paysages, via l'équilibre qui s'installe entre le forçage (du climat au sens large, de la biosphère, de la cryosphère, de la tectonique, de l'action chimique et anthropique) appliqué au système et sa réaction interne (mouvement de masse).

Dans un cadre légal, donc nécessairement à de plus petites échelles de temps, mais à de larges échelles spatiales, l'érosion des sols est une problématique d'intérêt. La Direction Générale de l'Environnement, responsable de l'application par les pays membres des lois européennes portant sur l'environnement, estimait en 2010 que 46.3 % des sols en Europe sont affectés par l'érosion à des degrés divers (Fig. 1.1), et soulignait la nécessité de prendre des mesures contre cet état de fait (Turbé *et al.*, 2010). Le taux d'érosion hydrique moyen a été estimé à 17 tonnes par hectare et par an, soit un taux largement plus important que celui de formation des sols, estimé à environ 1 tonne par hectare et par an (Barrow, 1991).

On trouve par ailleurs des échelles de temps et d'espace intermédiaires ayant leurs propres intérêts. La dynamique des matières transportées dans les réseaux hydrographiques joue un rôle fondamental dans la gestion des bassins versants. Elle est en effet responsable des variations de morphologie des lits des rivières et joue donc un rôle dans celles des bassins versants. De grandes quantités de matériaux mises en mouvements peuvent avoir des conséquences sur les infrastructures plus en aval dans le continuum versant - rivière. On peut ainsi se questionner quant aux différences de dégâts et de coûts de réhabilitation engendrés par une hypothétique crue d'eau claire, comparés à ceux d'évènements réels, chargés en particules. Ainsi, parmi les arrêtés portant reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle paru au Journal Officiel de la République Française, le terme « coulée de boue » est régulièrement associé à celui d'inondation.

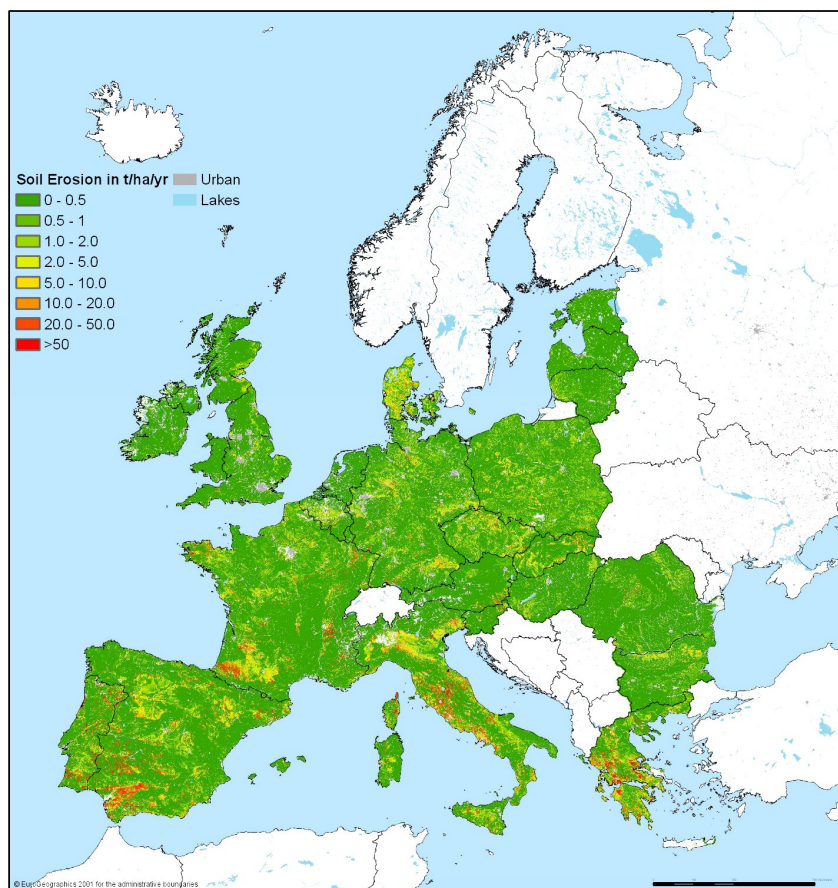


FIG. 1.1 – Taux d'érosion des sols en Europe estimés dans le cadre du Pan-European Soil Erosion Risk Assessment - PESERA, version du 1 Octobre 2003. D'après Kirkby *et al.* (2004).

A une échelle plus locale, les particules fines sont un facteur à considérer dans la gestion des retenues hydro-électriques, puisque le piégeage des particules fines dans les retenues peut considérablement réduire leurs capacités de stockage et donc leur production hydroélectrique via le phénomène d'envasement. Vörösmarty *et al.* (2003) suggèrent ainsi que de 15 à 25 % des volumes totaux des retenues sont remplis par des particules fines. Rétablir le bon fonctionnement de ces ouvrages va de plus nécessiter des coûts considérables. Rétroactivement, le piégeage de particules par ces installations va influencer la dynamique du transport solide du système considéré, impactant le profil en long de la rivière via l'équilibre dans la colonne d'eau entre stock de particules et capacité de transport de l'écoulement.

Le transport solide dans le réseau hydrographique est également considéré par les autorités. Ainsi, à une échelle régionale, la Directive 2000/60/CE du Parlement Européen et du Conseil du 23 Octobre 2000 (Directive Cadre sur l'Eau) requiert le retour au « bon état écologique » des milieux aquatiques et des bassins versants. Parmi les différents critères (physiques, chimiques, écologiques, biologiques) impliqués dans cette évaluation, les conditions morphologiques des rivières sont explicitement citées, de même que la turbidité des masses d'eau. Les effets d'un apport en excès de particules à des lacs sont nocifs à plusieurs niveaux pour l'écosystème (Donohue et Molinos, 2009). La turbidité est invoquée comme acteur de cette dégradation. Plus largement,



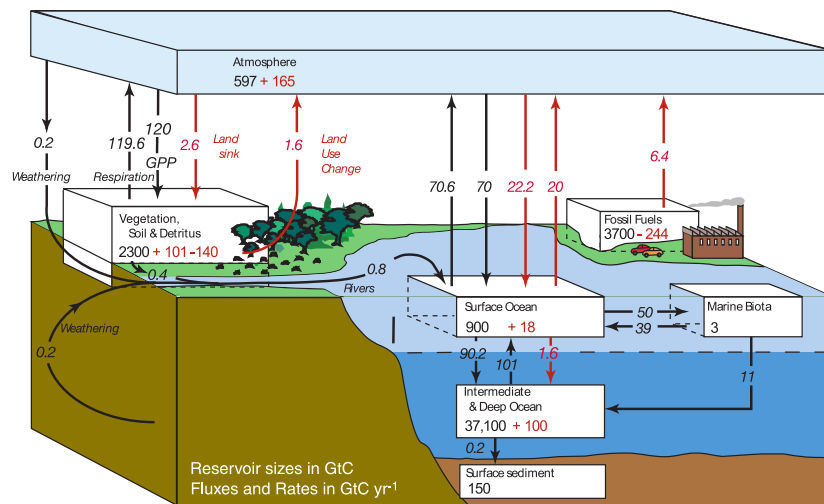


FIG. 1.2 – Cycle global du carbone pour les années 1990. Les principaux flux annuels sont indiqués par des flèches. Les chiffres en rouge sont ceux estimés comme « anthropiques ». D'après Denman *et al.* (2007).

la turbidité des cours d'eau perturbe le milieu aquatique, par exemple en termes de potabilité de l'eau et d'impact sur les habitats de la faune aquatique (Kemp *et al.*, 2011).

A de plus larges échelles spatiales, typiquement celles des grands bassins versants ( $\sim 10^5$ - $10^6$  km<sup>2</sup>) les matières en suspension retrouvées dans les réseaux hydrographiques et exportées jusqu'aux océans sont le produit des différents processus d'érosion et de transport à l'œuvre sur les versants, couplés par la suite aux processus de rivière. Quand les sols sont érodés, ils participent donc *in fine* au transit de matières associées à ces particules, tel les polluants métalliques ou le carbone. Ainsi, le transport des particules joue un rôle dans les cycles globaux des éléments et participe dans une certaine mesure aux très nombreux flux régulant le climat de la planète. En effet, le bilan de flux et stock de carbone présenté dans le quatrième rapport de l'IPCC (Fig. 1.2) montre un stock de carbone au sein du système [végétation ; sol ; détritiques] de l'ordre de 2300 giga tonnes de carbone. A ce stock considérable s'ajoute aussi l'utilité des particules dans le transport du carbone entre compartiments et le stockage associé dans les fonds marins, de l'ordre de 150 giga tonnes. Le transport des particules fines est donc directement impliqué dans des flux à l'échelle planétaire. La consommation de CO<sub>2</sub> atmosphérique par les sols et leur lessivage dans les rivières sont ainsi devenus un sujet d'étude récurrent dans la littérature (Meybeck, 1983; Probst *et al.*, 1994; Moquet *et al.*, 2011).

En aval de la chaîne « continentale », le transport des particules au sein des rivières constitue une source de matériaux pour les zones côtières, et va donc exercer un contrôle sur le trait de côte. La dynamique de ce dernier repose en effet pour partie sur l'équilibre entre conditions hydrodynamiques côtières et apports fournis entre autres par les rivières. Ces apports sont intimement liés à la dynamique des particules dans le réseau hydrographique, elle-même fonction des apports latéraux en provenance des versants. La présence des sédiments fins dans les zones côtières crée une barrière à la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau, ce qui peut également avoir des effets nocifs sur l'écologie du milieu. Cette notion est particulièrement importante dans le cas des

réefs coralliens, qui sont extrêmement sensibles à toute modification des conditions lumineuses de leur milieu aquatique (Anthony *et al.*, 2007). La dynamique sédimentaire en milieu côtier a également ses problématiques socio-économiques propres, car si elles ne représentent que 6 % du territoire français, en 2005 11,8 % de la population y résidait (données de l'INSEE traitées par l'Observatoire du littoral).

## 1.1.2 Problématique de l'étude

### 1.1.2.1 Intérêt d'une étude multi-échelle

La dynamique sédimentaire couvre un champ d'étude qui englobe une large gamme d'échelles spatio-temporelles, et présente des problématiques allant de la compréhension de processus aux impacts sociétaux directs. Au sein de cette diversité nous avons choisi de nous centrer sur des études de processus ayant trait à la dynamique propres des particules, plutôt que sur des études d'impacts des sédiments, par exemple sur le fonctionnement des ouvrages hydroélectriques. La complexité de la dynamique des processus érosifs est liée à la fois à la variété des forçages appliqués aux sols ainsi qu'à la diversité des caractéristiques des sols. Cette complexité est reflétée par des travaux tels que ceux menés par Milliman et Syvitski (1992), Kao et Milliman (2008) et Vanmaercke *et al.* (2011), entre autres. Travaillant sur des bases de données mondiales et européennes, respectivement, ces auteurs trouvent des relations entre le « sediment yield » (SY, en français export de sédiments, exprimé en tonnes.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) et la surface des bassins sous la forme d'une loi de type puissance  $SY=f(\text{Aire drainée})$ . Les travaux de Milliman et Syvitski (1992) regroupent les données provenant de 280 rivières et montrent cette tendance tout en soulignant la dispersion qui existe (Fig. 1.3). Ils découpent également ce jeu de données par tranches d'altitude et montrent, a minima, deux choses intéressantes. La première est que le

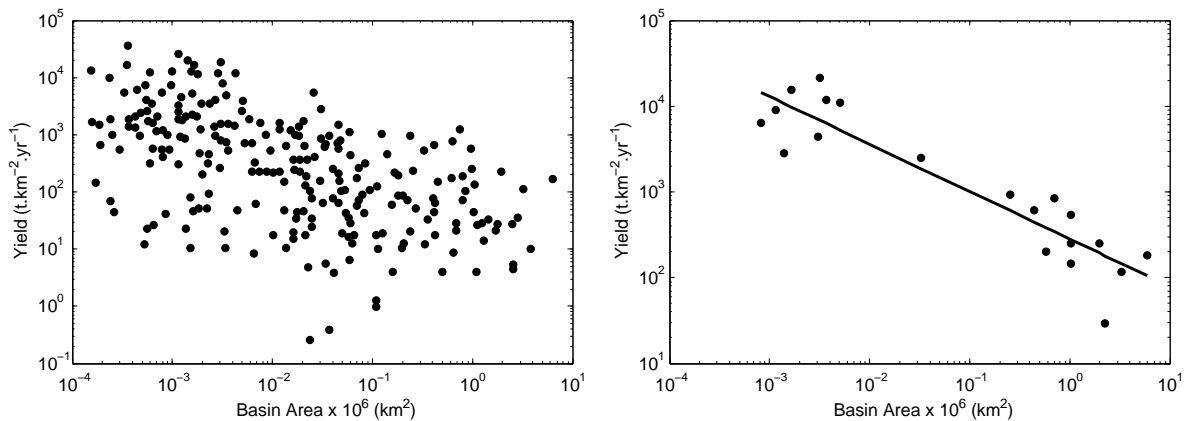


FIG. 1.3 – Sediment yield en fonction de l'aire du bassin versant drainée, présentant le jeu de données total (à gauche) et pour les zones de « High mountain » (à droite). Reproduites d'après Milliman et Syvitski (1992).

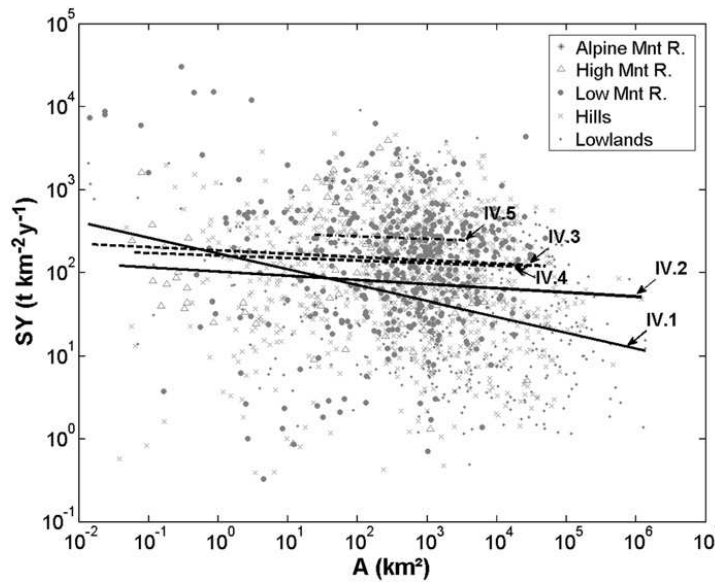


FIG. 1.4 – Sediment yield en fonction de l'aire du bassin versant drainée, divisé par zone géographique. Les régressions sont les suivantes : IV.1 : Lowland (0-100 m), IV.2 : Hills (100-500 m), IV.3 Low Mountain Range (500-1500 m), IV.4 : High Mountain Range (1500-2500 m), IV.5 Alpine Mountain Range (2500-5000m). D'après Vanmaercke *et al.* (2011).

sediment yield est d'autant plus grand que la surface drainée est petite. Cette étude souligne donc l'intérêt d'étudier les bassins versants de tête, qui sont ainsi désignés comme de très forts contributeurs aux masses de particules exportées vers l'aval. Deuxièmement, ils montrent que la très forte dispersion observée est réduite en appliquant cette relation par région géographique. Les relations ainsi obtenues deviennent significatives en zone de montagne par exemple. Ceci souligne le rôle majeur des facteurs locaux de contrôle de l'érosion que sont l'altitude, l'hydro-météorologie, la pédologie, la géologie, les pentes globales et locales, l'occupation des sols et les effets anthropiques.

Cependant, les travaux menés par Vanmaercke *et al.* (2011) (Fig. 1.4) semblent remettre ces conclusions en doute, notamment dans le cas des zones de montagne et méditerranéenne. S'ils confirment des valeurs de sediment yield fortes pour ces zones, la dispersion dans leurs observations est très forte même quand elle est analysée par zone topographique (environ quatre ordres de grandeurs). Ces résultats soulignent la très forte diversité des facteurs et de leurs amplitudes dans la genèse et le transport des particules. Ils insistent sur la nécessité de ne pas se baser sur de simples relations statistiques entre quantité de particules et variables globales du bassin versant, mais de développer une meilleure compréhension des processus impliqués dans le transit des sédiments.

Parmi ces facteurs, le forçage joue indubitablement un rôle important, aussi bien dans le transport de particules à l'échelle de la crue que dans l'évolution à plus long terme des paysages (Lajeunesse, 2008). Parmi les facteurs affectant l'érosion, on peut lister plus précisément :

- Le climat, qui se décline lui-même en différents facteurs de l'érosion que sont :
  - \* les précipitations, qui vont générer à courte échelle de temps des quantités importantes de particules disponibles sur les versants via l'impact de la pluie sur la matrice

du sol. Les précipitations peuvent ensuite contribuer au transfert des particules hors du versant via la génération d'une lame d'eau ruisselante à la surface du sol,

- \* le vent, agissant sur de très grandes échelles temporelles,
- \* la température, qui va activement participer à l'altération du substrat via le phénomène de thermoclastie. Elle va aussi être en rétroaction avec la biologie en favorisant ou limitant son développement, ceci à des échelles de temps saisonnières par exemple.
- Les variations de couvert végétal et les effets de la biologie sur la structure du sol. Ces effets vont entrer en interaction directe avec le forçage climatique, via les effets d'interception de la pluie, d'évapotranspiration, de modification des chemins d'écoulement en surface et en profondeur. Réciproquement, les variations climatiques vont également affecter la végétation, et donc les taux d'érosion.
- L'action anthropique et les variations d'occupation du sol au travers des pratiques culturelles, du défrichage des forêts et de l'urbanisation.
- La géologie dont est issue le sol génère des zones plus ou moins faciles à éroder.
- L'altération chimique des matériaux, qui dépend elle-même du climat (via le lessivage des matériaux par exemple), de la végétation (via les acides organiques relâchés par les racines des arbres par exemple), de la géologie (via les éléments disponibles dans les roches mères). Concernant les caractéristiques du sol, les processus affectant l'érosion des sols sont également nombreux. On distingue notamment :
  - \* les états de surface, tels que le micro relief et l'encroûtement, qui vont influencer à la fois l'érodibilité du sol et l'écoulement,
  - \* la texture, structure et compositions (minérale, chimique et organique) des sols, qui vont notamment gouverner leur érodibilité et leur cohésion, donc à la fois la quantité et les caractéristiques des particules détachées, et donc en cascade conditionner les quantités exportées,
- Les caractéristiques hydrodynamiques des sols, telles que la conductivité hydraulique et la sorptivité, qui par leurs influences sur l'infiltration et la lame d'eau ruisselante, vont modifier l'activité de l'érosion et le transport de particules sur le versant.
- L'humidité des sols, qui a pour double effet de diminuer la cohésion des agrégats de sols, et d'augmenter le ruissellement par diminution de la capacité d'infiltration.
- Les différents forçages (pluie, écoulement) appliqués au sol vont également être responsable de la microtopographie de la parcelle, qui va également jouer un rôle dans le transfert des particules par les chemins préférentiels locaux qu'elle va induire.

Devant une telle complexité, il apparaît nécessaire de borner notre étude. Comme suggéré par des diagrammes espace-temps tel celui proposé par Ahnert (1998) (cité par Lajeunesse (2008)), les processus auxquels il convient de porter attention pour comprendre la dynamique sédimentaire d'un système sont intrinsèquement liés à l'échelle spatiale et temporelle que l'on choisit d'étudier (Fig. 1.5). Les versants et le réseau hydrographique sont notamment en interaction perpétuelle. Par exemple, la ligne d'équilibre du chenal d'une rivière est le résultat de l'interaction dynamique entre écoulement et quantité de matériaux disponibles. Les quantités de matériaux fournis au lit de la rivière par les versants vont donc pour partie conditionner le profil en long d'une rivière. Un apport en excès au lit va provoquer un stockage temporaire de sédiments dans le cours d'eau,

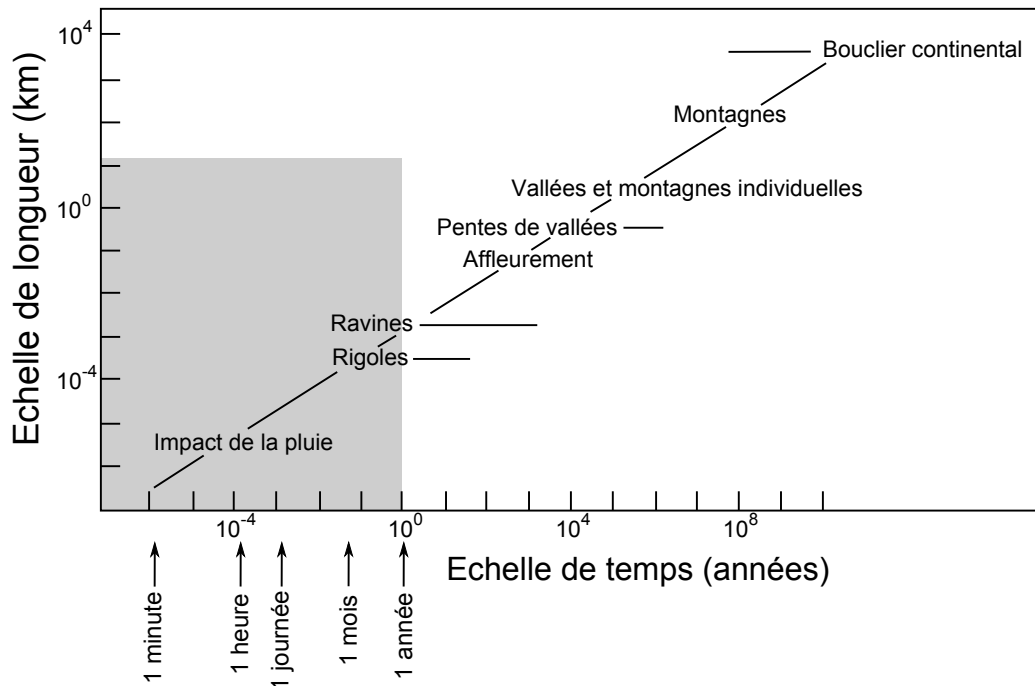


FIG. 1.5 – Echelle d'espace de temps auxquelles les différents processus de l'érosion et de l'évolution des paysages se situent. La zone grisée correspond aux échelles sur lesquelles se centrent ce travail. Reproduite d'après Ahnert (1998).

ce qui va modifier son profil, donc le champ de vitesse de l'écoulement et donc rétroactivement le profil en long du chenal. Inversement, un déficit en sédiment dans le cours d'eau peut provoquer une incision du fond du lit. La pente moyenne va être modifiée, ce qui va avoir pour effet de modifier les taux d'érosion, par exemple en érodant les berges.

Dans ce cadre, comprendre le transit des particules et le transport de matières associées telles que les nutriments ou les polluants implique une compréhension des processus mis en jeu à l'échelle intra et inter événementiel. C'est l'échelle temporelle qui a été retenue pour ce travail. A cette échelle, l'acteur majeur de l'érosion des sols sera l'érosion hydrique, c'est donc sur ce processus que va se concentrer notre étude. Notons cependant qu'à de plus larges échelles temporelles et spatiales, l'écoulement des masses d'eau est également un processus retenu comme important dans l'érosion des paysages dans des études plus orientées vers la géomorphologie (Braun et Sambridge, 1997; Crave *et al.*, 2000; Lague *et al.*, 2003).

La compréhension de la dynamique sédimentaire passe non seulement par la compréhension des processus générant des matériaux sur les versants, mais également de la façon dont ceux-ci sont transférés aux cours d'eau, ainsi que leur transfert à l'échelle du bassin versant et, à plus grande échelle, jusqu'aux estuaires. C'est le *sediment delivery problem*, tel qu'initialement formulé par Walling (1983). A l'interface entre le champ cognitif et pratique, la gestion du transit des particules depuis les zones sources jusqu'aux exutoires des bassins versants pose aujourd'hui de réelles questions. En effet, si les connaissances des processus actifs dans les rivières et sur les versants ont progressé ces dernières années, la connectivité sédimentaire est encore mal comprise. Améliorer notre compréhension de la genèse des particules sur les versants ainsi que de leur transit jusqu'au réseau hydrographique et à l'exutoire des bassins versants passe par la compréhension

des processus en eux-mêmes, mais aussi de la manière dont ils se répercutent aux échelles supérieures. Ce constat dans le manque de connexion entre les différentes parties du continuum (versant, réseau hydrographique) rejoint les réflexions telles celle menée par Fryirs (2012). Entre les différentes échelles spatiales du continuum des discontinuités existent, par exemple du fait du changement de processus dominant le transport des particules. On assiste ainsi, à la fois au sein et entre les échelles, à des variations de hiérarchie entre les processus qui vont impacter en cascade toutes les échelles associées. Une sélectivité va se mettre en place au niveau de ces discontinuités, qui va préférentiellement concerner certaines fractions granulométriques. Ainsi, seule une partie des matériaux générés à une échelle va atteindre l'échelle supérieure (Fig. 1.6). C'est le concept de connectivité. Ce problème de connectivité est d'autant plus complexe qu'il

**Bega catchment**  
(from Fryirs & Brierley, 2001)

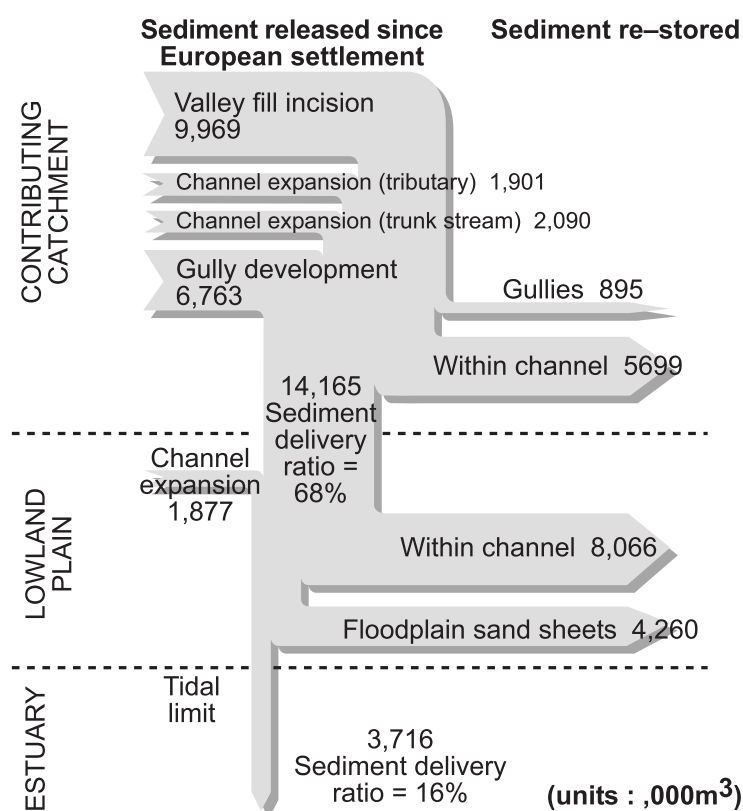


FIG. 1.6 – Flux de particules au sein des différents compartiments d'un hydrosystème, du bassin versant à l'estuaire. Notez la diminution drastique du « sediment delivery ratio » qui s'opère au travers des échelles. Modifié d'après Fryirs (2012) (l'unité des flux a été mise en évidence en bas à droite de la figure). Sur la base d'un schéma publié par Fryirs et Brierley (2001).

concerne autant les particules que les masses d'eau, actrices du transport des particules. Par exemple, de nombreuses échelles spatiales et temporelles sont déjà emboîtées dans la genèse du ruissellement (Fig. 1.7), complexité à laquelle va s'ajouter la sélectivité affectant les particules. Un des problèmes possible posé à l'avancée des connaissances sur le transit des particules peut être lié à la quantité de processus en rétroaction permanente qui existent dans les systèmes naturels. Cela en fait des objets d'études riches, impliquant de nombreuses disciplines scienti-

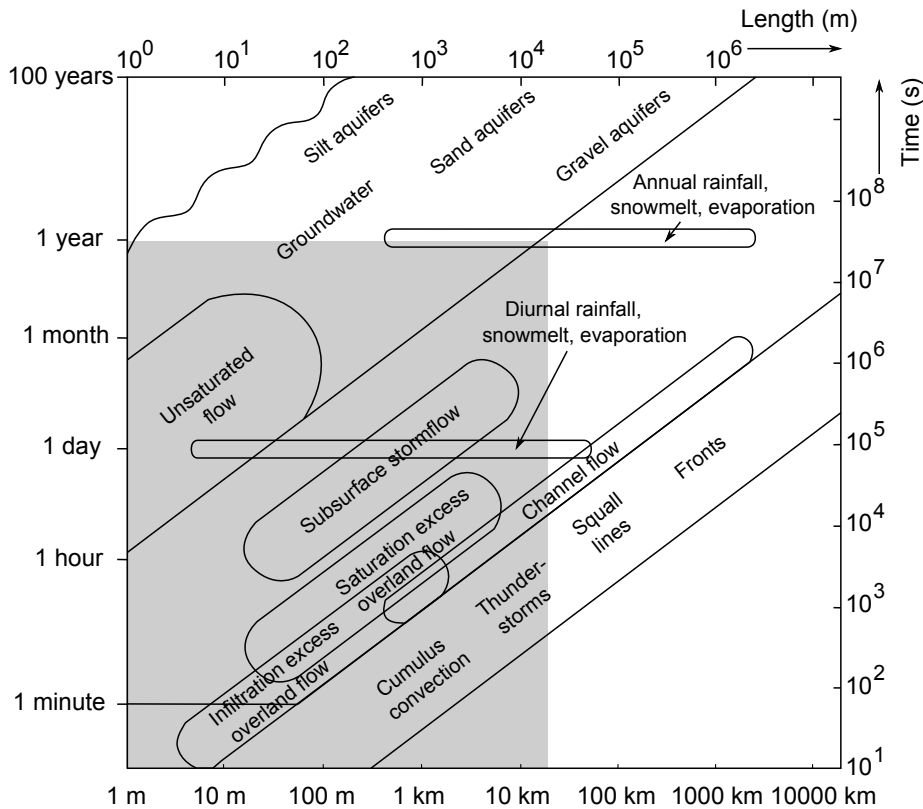


FIG. 1.7 – Echelle spatio temporelle des différents processus hydrologiques. La zone grisée correspondent aux échelles sur lesquelles se centrent ce travail. Reproduite d'après Blöschl et Sivapalan (1995).

riques. La contrepartie de cette richesse est la complexité à quantifier l'évolution de ces systèmes, qui ont de plus tendance à être étudiés de manière compartimentée. Les études de dynamique sédimentaire en rivière se focalisent souvent sur des études à l'exutoire des bassins versants et ne considèrent que rarement les apports des versants de manière explicite. A titre d'exemple, les études considérant à la fois versant et rivière sont rares (Slattery et Burt, 1997; Beel *et al.*, 2011). Les études qui s'intéressent au lien entre dynamique des particules, hydrodynamique et biologie commencent à émerger (Tirado, 2012). En complément des masses exportées aux exutoires, pertinentes à conserver aux différentes échelles spatiales d'intérêt, on peut donc espérer apporter une contribution à la réflexion menée aujourd'hui sur la dynamique sédimentaire en apportant des informations supplémentaires sur le continuum allant de la parcelle à l'exutoire du bassin versant. Se pose alors la question du choix des nouvelles variables à caractériser.

### 1.1.2.2 Intérêt de l'étude de la granulométrie des particules

Dans cette démarche d'identification des caractéristiques pertinentes à mesurer pour comprendre la dynamique des particules à différentes échelles, leur taille est pertinente à toutes les échelles, car elle est une de leurs caractéristiques intrinsèques. Via le phénomène d'adsorption, elle impacte les transferts d'éléments chimiques, à la fois pour le transfert de nutriments (He *et al.*, 2010) et de polluants (Sutherland *et al.*, 2012). Le transport des premiers représente à la fois une perte sur site, par exemple dans le cas de cultures agricoles qui vont se retrouver priver

de ces substances, mais aussi un transfert vers l'aval. Ce transport peut être bénéfique pour le milieu aval, mais peut également provoquer une eutrophisation des masses d'eaux, et ainsi générer des impacts négatifs sur l'environnement. Le transport de polluants peut quand à lui amener des substances immobilisées à la surface des particules vers des zones où les conditions physico-chimiques vont permettre sa remobilisation ; les particules auront alors joué le rôle de vecteur de transport de polluant. Ce phénomène d'adsorption est également important à considérer lors d'études portant sur le traçage des sédiments. En effet, les procédures de traçage se basent souvent sur une comparaison des signaux isotopiques mesurés sur des sources potentielles et sur des échantillons prélevés à l'exutoire de bassin versant. On suppose alors que la signature des sources est conservée le long du chemin qui mène des sources à l'exutoire (Foster et Walling, 1994). Cependant, les substances sur lesquelles se basent les analyses de traçage peuvent être préférentiellement adsorbées sur certaines fractions granulométriques (He et Walling, 1996), sélectivité existant même sur les fractions grossières (Fisher *et al.* (2010), cité par Walling (2012)). Ainsi, la sélectivité granulométrique existante au sein des bassins versants peut potentiellement affecter de manière significative les procédures de traçage, et est une des variables clés de la modélisation à base physique, notamment dans l'optique d'aboutir à une modélisation des distances de parcours correctes. La taille des particules intervient de plus directement dans le calcul de la vitesse de chute des particules, apportant ainsi des informations supplémentaires par rapport au simple suivi des masses en transit à un exutoire.

De nombreuses stratégies de modélisation ont été mises en place pour tenter de comprendre et de reproduire le transit des masses de particules. Parmi elles, les premières furent des méthodes empiriques comme des régressions effectuées sur de grands jeux de données, incluant des facteurs susceptibles d'influencer l'érosion. C'est le cas de la méthode utilisant l'Universal Soil Loss Equation, ou USLE (Wischmeier et Smith, 1987). Cependant, ce genre d'approche s'avère être peu fiable sur le long terme, ne serait-ce que par la spécificité du jeu de données utilisé pour construire ce modèle. Elle est en effet basée sur des résultats collectés sur des parcelles expérimentales et limite ainsi les possibilités d'extrapolation à d'autres sites et/ou conditions. Bien que des modifications de cette équation soient toujours proposées (Kinnell, 2012), elle ne peut couvrir tous les champs possibles de variations des différents facteurs ni toutes les échelles associées. Des modèles conceptuels tel LASCAM (Viney et Sivapalan, 1999) ont également été mis en place, mais souffrent des simplifications intrinsèques à ce type de modélisation dans un objectif de prévision de stratégies spécifiques de gestions de l'érosion. Les modèles à base physique tel EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998) sont supposés être de bons candidats pour prévoir des stratégies de gestion de l'érosion dans un cadre de changement global de l'occupation des sols et du forçage, de par leur description fine des processus. Cependant, force est de constater qu'aujourd'hui ces modèles sont mis en défaut quand ils doivent simuler des exports de masses de particules fines (Jetten *et al.*, 1999), même sur des bassins versants de petite échelle, inférieure au kilomètre carré. Les résultats des modèles testés sont extrêmement divergents et concordent peu avec les mesures (Fig. 1.8).

Ces mauvaises performances des modèles laissent penser que les conceptualisations sous-jacentes ne sont pas adaptées aux problèmes étudiés (Boardman, 2006). Autrement dit, soit on ne dispose pas d'informations suffisantes pour comprendre les systèmes analysés, soit elles ne sont pas



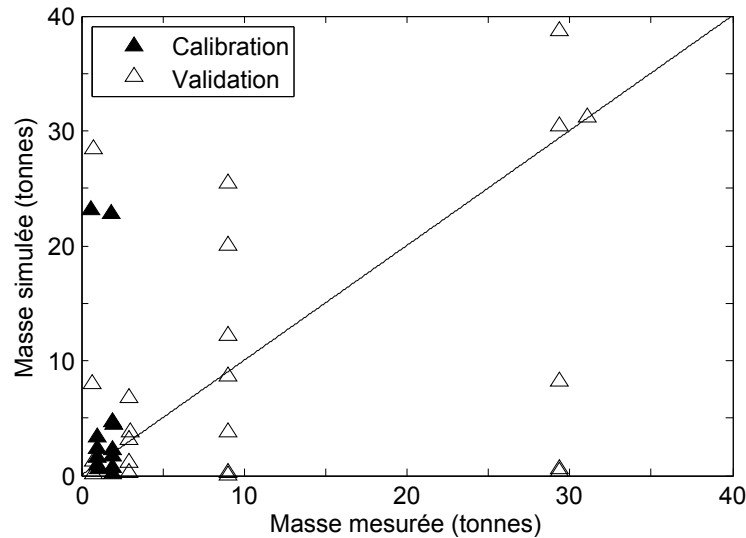


FIG. 1.8 – Comparaison des masses exportées par différents modèles numériques à des mesures faites à l'exutoire d'un bassin versant de 0.4 km<sup>2</sup>. Reproduit d'après Jetten *et al.* (1999).

assez exploitées. Parmi les pistes évoquées pour expliquer cette mise en échec des modèles à base physique, la tendance à se focaliser sur les exports en sortie de bassin versant sans considération pour la dynamique intra bassin a été évoquée. Ainsi, Wainwright *et al.* (2008) suggèrent que les distances de transport au sein des entités considérées (versant ou bassin versant) sont mal prises en compte. Dans le même ordre d'idées, Reid *et al.* (2007) affirment que les mécanismes d'export et de stockage des sédiments sont aujourd'hui assez bien compris, mais qu'un manque subsiste dans la compréhension du couplage de ces différents processus, les emboîtements de processus et plus généralement dans le concept de connectivité. Modéliser le transport de particules à une échelle différente de celle de la faisabilité de la mesure nécessite de cerner au sein de chaque échelle les caractéristiques et les processus dominants et pertinents à répercuter à l'échelle d'intérêt.

Dans une optique de compréhension de processus, nous nous proposons donc de centrer ce travail de thèse sur l'étude de la taille des particules à différentes échelles, depuis l'impact des gouttes de pluie sur un sol à celle du versant et finalement du petit bassin versant. Au sein de chacune des échelles, nous tenterons de comprendre les variables et les processus responsables de la variabilité de la granulométrie générée et transférée à l'échelle supérieure. Pour ce faire, nous examinerons dans un premier temps l'état des connaissances du transport des agrégats à la fois en rivière et sur les versants, pour en dégager les pistes de travail qui vont guider la réalisation des études menées au cours de ce travail de thèse.

## 1.2 Questions scientifiques et organisation du mémoire

L'ensemble de l'analyse menée au cours de cette thèse visera à analyser les tailles de particules mises en jeu au sein de chaque échelle, et la sélectivité qui s'opère entre chacune d'entre elles. Nous chercherons en particulier les processus dominants les variations de taille des particules. Plus spécifiquement, nous aborderons une question scientifique au sein de chacun des chapitres de travail de cette thèse, qui s'organisera de la façon suivante :

- Dans un premier temps, une revue bibliographique sera effectuée au cours du chapitre 2. Elle se centrera sur les tailles de particules, en portant intérêt à différentes échelles spatiales et temporelles, allant du processus local de versant aux estuaires.
- Au cours du chapitre 3 nous présenterons les méthodes génériques employées au cours des chapitres de travail suivants.
- Le chapitre 4 sera consacré à l'analyse de mesures de terrains faites à l'exutoire d'un petit bassin versant de tête de 22 km<sup>2</sup>. Il visera à analyser les tailles de particules transférées à l'exutoire d'un bassin versant de tête, et de tenter de cerner les facteurs gouvernant leur variabilité.
- De multiples processus sont à l'œuvre à l'échelle d'un bassin versant. Nous chercherons donc à nous intéresser aux effets des entrées potentiellement variées en provenance des versants sur la taille des particules mesurée en suspension dans un écoulement. A cette fin, des expériences de canal seront présentées au cours du chapitre 5. La dynamique des particules dans l'écoulement sera analysée, ainsi que les effets relatifs au type de sol introduit dans cet écoulement. Nous confronterons également au cours de ce chapitre la conceptualisation des flocs faite en rivière de plaine et en milieu estuarien, face à la vision des agrégats plutôt inertes issue des versants.
- Une des pistes possibles pour expliquer des tailles de particules variables à l'échelle du versant est celle impliquant un détachement sélectif. On cherchera donc à comprendre les effets de variations de forçage appliqué au sol sur la taille des particules mises en mouvement par la pluie. Cette analyse sera faite par le biais de simulations de pluie en laboratoire, décrites au cours du chapitre 6.
- Une fois l'étude de ce processus terminée, et considérant que pour rejoindre le réseau hydrographique les particules doivent transiter via l'échelle du versant, nous tenterons de comprendre au cours du chapitre 7 si les résultats obtenus au cours du chapitre précédent sont également observés à l'exutoire d'un versant, ou si cet effet est complètement dominé par la sélectivité qui s'opère au cours du transport dans la lame d'eau. Des observations de terrain seront menées à cette fin.
- La prise en compte d'un détachement sélectif par la pluie dans une démarche de modélisation à base physique nécessite de justifier son intérêt à l'échelle du versant. Le dernier chapitre sera donc dédié à l'étude des variations de masses par fraction granulométrique transférée à l'exutoire d'un versant, et en particulier à l'impact de la prise en compte d'un détachement sélectif. Dans ce but, le chapitre 8 utilisera deux modèles numériques dans lesquels une paramétrisation du détachement par classe granulométrique développée au cours du chapitre 6 sera implémentée.



## **Chapitre 2**

**Les particules, des versants à  
l'estuaire : état des connaissances**

## Avant-propos

Les processus qui génèrent et transportent les particules depuis les versants jusqu'aux exutoires des bassins versants sont nombreux, complexes, et souvent en interactions. Pour tenter d'améliorer la connaissance du transit des particules, il a été choisi dans ce travail de thèse de mener une étude sur le continuum allant du versant aux rivières, plutôt que de se focaliser sur un seul objet d'étude. Nous avons ainsi été amenés à nous intéresser à des processus ayant lieu à des échelles d'espace très différentes, allant du processus élémentaire du détachement par la pluie au transport de particules à l'exutoire d'un petit bassin versant. En conséquence, il a fallu s'intéresser à la littérature existante au sein de chacune des échelles. Bien que l'objet de travail de cette thèse soit, *in fine*, les bassins versants de tête, nous nous sommes également penchés sur les études menées dans les grandes rivières de plaines. S'intéresser à tous les niveaux du continuum du transport de particules est une démarche qui nous est apparue fondamentale pour mieux cerner notre étude. A notre connaissance, peu d'études se sont intéressées au rapprochement des conceptualisations faites sur les versants, dans les bassins de tête et les milieux aquatiques situés plus en aval du continuum. Il a donc semblé pertinent de s'intéresser également aux études faites sur la structure et sur la dynamique des particules dans les milieux estuariens. C'est ce qui explique la diversité de la bibliographie qui va être décrite au cours de ce chapitre. Conscient de ne pas disposer du recul suffisant pour mener une revue exhaustive sur de si larges domaines, nous avons centré notre étude bibliographique sur notre objet principal d'étude, à savoir l'étude des caractéristiques des particules. Cette synthèse a ainsi été menée à la fois sur les processus de versant, dans les rivières et jusqu'aux estuaires.

## 2.1 Production et transit des matériaux sur les versants

### 2.1.1 Type d'érosion à l'œuvre sur les versants

Parmi les processus et les agents responsables de la dégradation et des transferts de terre à l'échelle de la parcelle, la pluie est mise en avant comme acteur de la désagrégation des agrégats de sols, leur mise en mouvement et leur transport (Leguédais, 2003). Le ruissellement est considéré soit comme un acteur de transport des matériaux pré-détachés, soit comme un acteur du détachement, via la mise en place du phénomène d'érosion concentrée (Fig. 2.1). Lorsque l'on évoque le terme d'érosion, c'est le plus souvent l'image de l'érosion concentrée, ou *rill erosion*, qui vient à l'esprit. Elle forme le plus souvent des rigoles telles que celles que l'on retrouve couramment dans les *badlands*. Ce type d'érosion (Fig. 2.2) résulte de la concentration du ruissellement dans des chemins d'écoulement préférentiels. L'écoulement créé possède des épaisseurs et des vitesses qui permettent d'atteindre la contrainte critique nécessaire à l'arrachement d'agrégats de la matrice du sol. Cependant, si ces figures d'érosion sont les plus marquantes, visuellement parlant, le ruissellement peut n'être qu'un acteur du transport des particules sans créer de rigoles. L'érosion est alors plus dépendante de la pluie. Comme elle n'est pas majoritairement concentrée dans des localisations particulières, l'érosion est qualifiée de diffuse, ou d'*interrill erosion*. Du fait de configurations topographiques particulières, érosions concentrée et diffuse

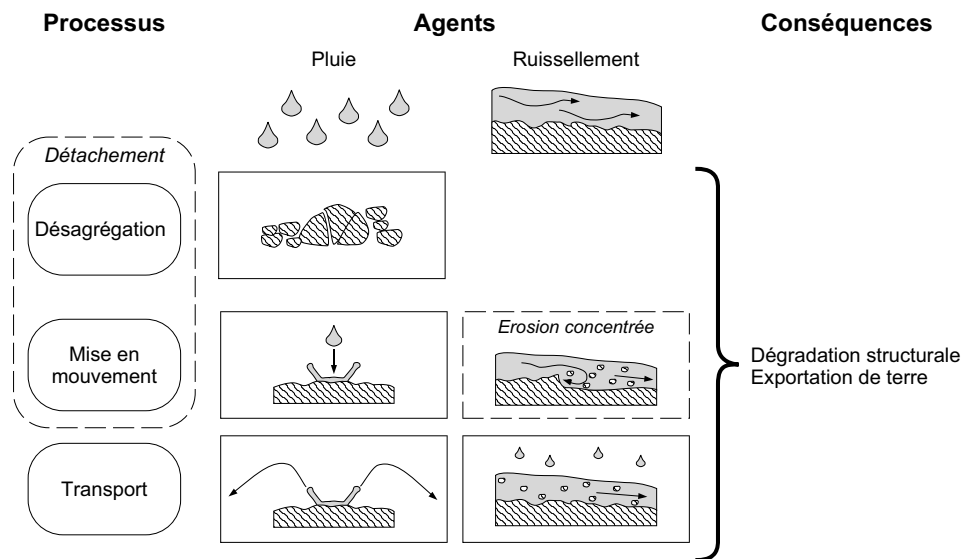


FIG. 2.1 – Processus élémentaire de la désagrégation et de la mise en mouvement des fragments de terre. D'après Leguédais (2003).



FIG. 2.2 – Exemple d'érosion concentrée. Un chenal d'érosion principal se dessine, avec de multiples chenaux secondaires (flèche sur la figure de droite). On remarquera l'effet net de la végétation comme barrière à l'export de sédiment, limitant ce phénomène érosif. Les flèches indiquent quelques rigoles secondaires. L'échelle est approximative.



FIG. 2.3 – Erosion concentrée et diffuse sur une parcelle cultivée proche du site du Pradel, au sud de la ville de Mirabel, en Ardèche. En haut de versant, la concentration du ruissellement a enclenché l'érosion concentrée. On assiste le long du linéaire du chenal à un dépôt sélectif très net. Les particules les plus fines se sont déposées en bas de versant.

peuvent cohabiter sur un même terrain au cours d'un événement pluvieux donné (Fig. 2.3). Les expériences de terrain menées à l'échelle du versant au cours de cette thèse ayant portées sur un terrain principalement affecté par l'érosion diffuse, c'est sur la description de ses processus que va se concentrer la suite.

### 2.1.2 Conceptualisation de l'érosion

Dans un article reprenant de précédentes études, Kinnell (2005) conceptualise l'érosion au cours d'un événement pluvieux en la divisant en quatre grandes phases (Fig. 2.4). Cette figure représente l'évolution dans le temps du système « versant », pour une pluie donnée continue. Cette évolution est représentée au travers de l'augmentation progressive de l'énergie cinétique cumulée de la pluie en ordonnée et de celle du *stream power*  $\Omega$  (ou puissance de l'écoulement, en  $\text{kg.m.s}^{-3}$ ) en abscisse définie comme :

$$\Omega = \rho_e \times g \times Q \times S \quad (2.1)$$

où :

- $\rho_e$  est la masse volumique de l'eau ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),
- $g$  est l'accélération de la gravité ( $\text{m.s}^{-2}$ ),
- $Q$  est le débit ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ),
- $S$  est la pente du chenal (sans dimension).

En début d'évènement (à l'origine du plan), l'énergie cinétique critique  $e_c$  pour initier le détachement d'agrégats de sols par l'impact des gouttes n'est pas encore dépassée par l'énergie cinétique

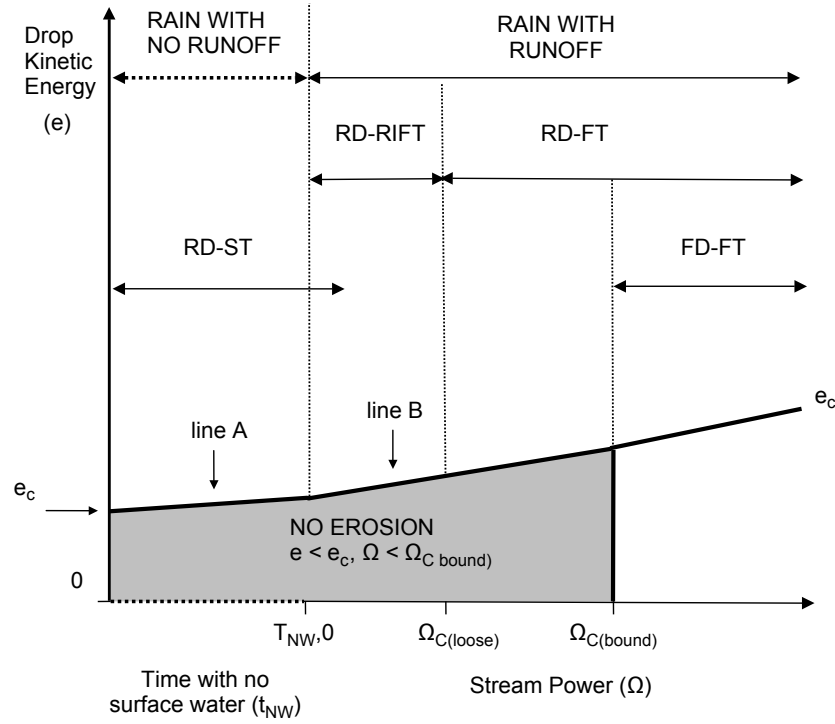


FIG. 2.4 – Conceptualisation des différentes phases de l'érosion hydrique, proposée par Kinnell (2005).

totale reçue. Quand l'énergie cumulée  $e$  dépasse le seuil d'initiation du détachement, des agrégats sont détachés et mis en mouvement par impact des gouttes de pluie, selon l'équation :

$$D_r = k_D \times (e - e_c)^b \quad (2.2)$$

où :

- $D_r$  est la masse détachée par goutte de pluie (g),
- $k_D$  est la détachabilité (sans dimensions),
- $e$  est l'énergie cinétique de la goutte de pluie (J),
- $e_c$  est l'énergie cinétique critique pour initier le détachement par goutte (J),
- $b$  est un paramètre de forme (sans dimension).

Notons juste à ce stade que l'auteur ne donne pas de dimensions ni pour  $k_D$  ni pour  $b$ . Il paraît également possible que l'évolution de l'énergie critique en fonction du stream power (autrement dit, le chemin définit par « line A » et « line B ») soit concave plutôt que linéaire croissant comme présenté dans la figure. En effet, certaines études suggèrent que la lame d'eau favoriserait le détachement lorsque son épaisseur est faible. Par exemple, Proffitt *et al.* (1991) ont mesuré des valeurs de flux de particules arrachées élevées par rapport à d'autres études en utilisant des simulations de pluie avec lame d'eau sur des pentes suffisamment faibles pour qu'elles ne puissent pas entraîner de particules de sol. Inversement, quand la lame d'eau est suffisamment développée (dans cette même étude, passée 5 mm d'épaisseur), le flux devient moindre. Ce résultat est en accord avec les résultats de Mossand *et al.* (1980) et ceux de Sharma (1996). Ces derniers ont montré que pour une lame d'eau d'épaisseur supérieure à trois fois la taille des gouttes, l'énergie



cinétique disponible pour mettre en mouvement des particules de sols était fortement réduite. On pourrait interpréter ce comportement comme une facilité à transmettre l'énergie et la quantité de mouvement de la goutte vers le sol, au travers d'une interface de connexion. Un autre point mérite d'être souligné à propos de l'équation (2.2). L'auteur suppose un lien entre masse détachée et énergie de la pluie de type loi de puissance. Il est peu probable que l'exposant soit supérieur à 1, mais le supposer inférieur à 1 signifierait que l'augmentation de l'énergie cinétique de la pluie résulterait en des masses détachées qui plafonneraient. L'énergie de la pluie serait alors dépensée à un autre processus que l'export de particules, ce qui ouvre dans le cadre de cette étude des perspectives intéressantes quant aux variations des caractéristiques des agrégats de sol détachés par la pluie.

L'auteur désigne la phase décrite précédemment par l'acronyme RD-ST pour Raindrop Detachment - Splash Transport. Ce processus correspond à l'ensemble des processus de désagrégation et de mise en mouvement par la pluie tels que conceptualisés dans la figure 2.1. L'entrée dans la phase suivante est délimitée par l'apparition d'une lame d'eau ruisselante. La pluie remet en suspension des particules au sein de la lame d'eau, qui se redéposent, et ainsi de suite. Du fait de cette interaction pluie/lame d'eau ruisselante, cette phase est désignée par l'acronyme « RD-RIFT », pour Raindrop Detachment - Raindrop Induced Flow Transport.

Lorsque la lame d'eau s'épaissit, elle devient capable de transporter des particules sans nécessairement atteindre la puissance nécessaire pour arracher des particules du sol. Comme le détachement est toujours dépendant des gouttes, mais que le transport ne l'est plus que dans une moindre mesure, cette phase est qualifiée de « RD-FT » pour Raindrop Detachment - Flow Transport.

Finalement, la puissance de l'écoulement devient supérieure à la puissance critique nécessaire pour arracher des particules de la matrice du sol. Il est ici supposé que ce processus se produit du fait d'une forte lame d'eau, et donc que les gouttes de pluie n'ont plus qu'un impact négligeable dans le processus d'érosion. Cette dernière phase est appelée « FD-FT » pour Flow Detachment - Flow Transport.

L'avancée de l'évènement selon ce schéma, autrement dit la trajectoire suivie sur ce plan au cours du temps, dépend des conditions hydrométéorologiques, des caractéristiques du sol et de leurs variations temporelles respectives. Au cours de l'étude de processus qui sera menée durant le chapitre 6, nous allons plus particulièrement nous intéresser au processus du RD-ST. L'érosion suivie d'un rejaillissement suite à impact des gouttes de pluie est couramment désignée par le terme d'érosion par effet splash (Fig. 2.5).

### 2.1.3 La pluie et son importance pour l'érosion

La pluie est considérée depuis longtemps comme un acteur majeur de l'érosion des sols (Ekern, 1980). L'érosion hydrique s'initie lorsque, sous l'impact des gouttes de pluie, les agrégats de sols se brisent et sont mis en mouvement. De nombreux facteurs sont ainsi impliqués tant au niveau des caractéristiques des précipitations que de celles du sol. Seront donc décrites ici les caractéristiques de la pluie et du sol susceptibles d'influencer le détachement de particules depuis la matrice du sol, en se centrant sur la granulométrie des fragments mise en jeu.

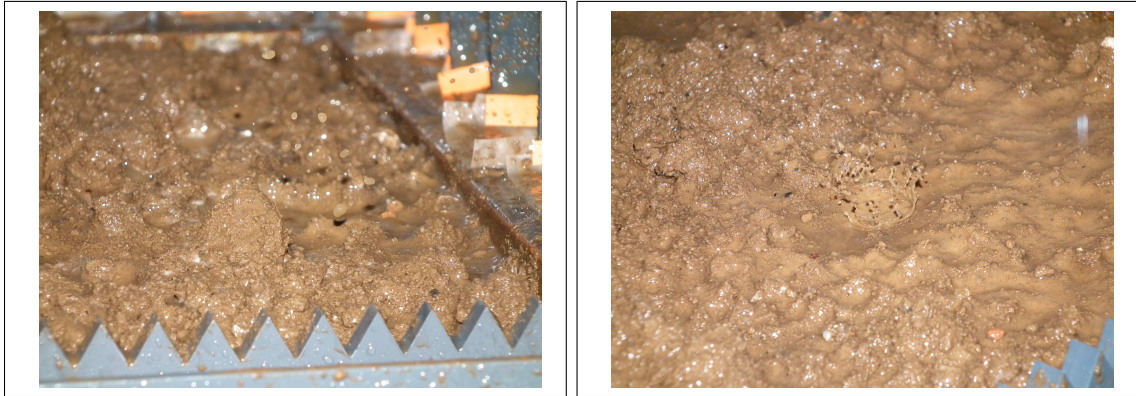


FIG. 2.5 – Illustration de l'érosion par effet splash. La goutte de pluie arrache des particules et rejaillit, exportant des particules détachées à la matrice du sol.

### 2.1.3.1 Désagrégation et mise en mouvement par la pluie

L'érodibilité des sols, c'est-à-dire leur susceptibilité à l'érosion, regroupe quatre mécanismes que sont :

- la micro fissuration, produite par le gonflement des argiles suite à leur humectation,
- l'éclatement, qui se produit lorsque l'humectation provoque un front sec/humide résultant en un gradient de pression dans les pores des agrégats,
- la désagrégation mécanique provoquée par l'énergie et la quantité de mouvement des gouttes de pluie qui impactent les agrégats de sol,
- la dispersion induite par des changements dans les conditions physico chimiques du milieu.

Ces changements peuvent en effet diminuer les forces d'attractions entre colloïdes et ainsi déstructurer les agrégats de sol.

Il a été montré que cette érodibilité est dépendante de la texture du sol (Bradford *et al.*, 1987), de sa composition chimique (Le Bissonnais et Singer, 1993; Emerson, 1967) et du pourcentage de matière organique (Tisdall et Oades, 1982) du sol. Comme souligné par Leguëdois (2003), citant les travaux de Ellison (1944) et de Boiffin (1984), la désagrégation et le détachement sont intimement liés, le premier agissant sur les liens intra agrégats, tandis que le second joue sur les liens inter agrégats au sein de la couche de la surface du sol. Elle propose dans sa thèse de plutôt distinguer le terme de « désagrégation » de celui de « mise en mouvement ». En accord avec son point de vue, c'est également la convention que nous adopterons dans ce manuscrit.

Devant la complexité des processus mis en œuvre dans le processus de désagrégation et leurs possibles inter corrélations, une méthode plus pragmatique d'appréhender la désagrégation des particules de sol est proposée dans la littérature via des tests dits de « stabilité structurale ». Basés sur des agrégats du sol d'intérêt, ils sont par nature intégrateurs des différents effets texturaux et physico chimiques du sol. Plusieurs tests ont ainsi été proposés dans la littérature pour mimer les effets de la pluie sur les agrégats de sol (Yoder, 1936; Kemper et Roseneau, 1986; Hénin *et al.*, 1958). De Noni *et al.* (2002) ont montré que la meilleure relation statistique avec des mesures de taux d'érosion sur des parcelles expérimentales était obtenue en utilisant les tests proposés par Le Bissonnais (1996). Amézketa *et al.* (1996) (cité par Legout *et al.*

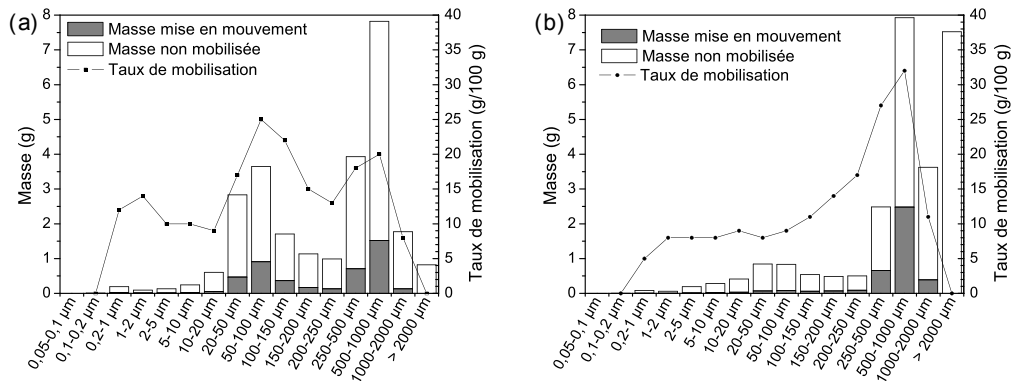


FIG. 2.6 – Comparaison des masses par fraction granulométrique initialement disponible, désagrégées et mises en mouvement, pour deux des trois sols présentés par Leguédois (2003) : a) un sol argileux b) un sol argilo-limoneux.

(2005)) ont montré que ces tests avaient également une bonne corrélation avec les quantités de sols érodées par la pluie. Le Bissonais *et al.* (2007) montrent également que la méthode proposée par Le Bissonais (1996) donne des résultats statistiquement plus significatifs que les autres méthodes de stabilité structurale proposées dans la littérature. Sur la base de ces tests, ils proposent également une fonction de pédotransfert (i.e. une façon d'estimer certaines propriétés des sols, en l'occurrence la susceptibilité à l'érosion, à partir d'autres paramètres plus facilement mesurables) pour estimer l'érodibilité en fonction du contenu en carbone organique des sols.

Ces tests sont supposés mimer les différents mécanismes de la désagrégation des sols. A cette fin, différents traitements sont appliqués à des agrégats de sols de 3 à 5 mm de diamètre :

- une immersion rapide des agrégats dans l'eau, supposée représentative d'une pluie d'orage très intense,
- une humectation lente des agrégats en imposant une succion matricielle contrôlée. Ce test se veut représentatif d'une pluie moins intense que lors du test précédent,
- une agitation mécanique dans l'eau des agrégats. Au cours de ce test, la porosité des agrégats a auparavant été saturée par de l'éthanol (proposé dans ce but par Hénin *et al.* (1958), cité par Le Bissonais (1996)), afin de prévenir le phénomène d'éclatement et isoler la désagrégation due à l'action mécanique de la pluie. Ce protocole vise à tester la cohésion des particules une fois humectées.

Outre leur bonne capacité à évaluer l'érodibilité des sols, Legout *et al.* (2005) ont montré que ces tests étaient capables de reproduire les masses produites au cours d'un événement de pluie simulée et ce, par classe granulométrique d'agrégats. Ceci signifie que la désagrégation présente pour un sol donné une sélectivité granulométrique qui évolue au cours d'un épisode pluvieux.

Leguédois (2003) a de plus montré que la granulométrie des agrégats mis en mouvement par la pluie n'était pas la même que celle issue de la désagrégation des particules de la matrice du sol (Fig. 2.6), et que ce comportement dépendait du sol considéré. Les taux de mobilisation varient de 5% à 30 % dans le cas des deux sols présentés ici. Les masses mises en mouvement présentent

une bimodalité forte (Fig. 2.6a) ou faible (Fig. 2.6b). Suivant le sol considéré, ce n'est pas la même fraction qui est préférentiellement mobilisée : dans le cas du sol argileux, il s'agit en effet de la fraction 50-100  $\mu m$ , tandis que dans le cas de l'argile limoneuse, c'est plutôt la fraction 500-1000  $\mu m$  qui l'est. Cette figure suggère l'importance de considérer le type de sol dans la mise en mouvement par effet splash, ainsi que la granulométrie correspondante. Les différentes fractions granulométriques mises en mouvement par effet splash seront autant de granulométries qu'il conviendra de considérer lors du transport par le ruissellement.

Les études démontrant la sélectivité granulométrique de l'ensemble de la chaîne désagrégation - mise en mouvement - transport sont assez rares aujourd'hui encore (Legout *et al.*, 2005; Malam Issa *et al.*, 2006; Dunne *et al.*, 2010). Le niveau de compréhension des mécanismes transformant la courbe de distribution granulométrique d'un sol en une distribution d'agréats mis en mouvement est relativement faible. La conceptualisation de l'ensemble de la sélectivité granulométrique et du transport par effet splash, et donc sa paramétrisation dans des modèles à base physique, est encore malaisée.

Quoi qu'il en soit, cette première phase de l'érosion qu'est la désagrégation met à disposition des agrégats pour un potentiel transfert vers l'aval, à la fois au sein de la lame d'eau ruisselante, et dans le rejaillissement suite à l'impact des gouttes. Si ce phénomène est supposé à symétrie radiale, le transport qui lui est associé a été étudié en portant notamment intérêt au transport net sur une parcelle en pente et par rapport aux caractéristiques de la pluie (Leguédois *et al.*, 2005; Furbish *et al.*, 2007; Dunne *et al.*, 2010). Notons que dans ces études, la granulométrie des agrégats est explicitement prise en compte de par ses implications évidentes sur les distances de transfert. En effet, un simple bilan des forces entre poids et force de traînée nous montre que la taille des particules intervient dans chacun des deux termes :

$$\frac{\pi}{6}\rho_s \times g \times d^3 = -\frac{\pi}{8}\rho_a \times v^2 \times d^2 \times C_d(Re) \quad (2.3)$$

où :

- $d$  est le diamètre des agrégats de sol (m),
- $\rho_s$  est la masse volumique des agrégats de sol ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),
- $\rho_a$  est la masse volumique de l'air ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),
- $g$  est l'accélération de la gravité ( $\text{m.s}^{-2}$ ),
- $v$  est la vitesse des agrégats de sol ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $C_d$  est le coefficient de traînée, fonction du nombre de Reynolds  $Re$  (sans dimension).

Un résultat notable dans l'étude de ce processus est cependant celui présenté par Leguédois *et al.* (2005) (Fig. 2.7), qui montre que la distance de transfert moyenne en fonction de la granulométrie des particules a une forme de cloche. Ces résultats sont en contradiction avec ceux obtenus par Poesen et Savat (1981), qui observaient une diminution du flux radial avec le diamètre médian. Ils attribuent cette différence à des phénomènes d'interactions entre classes, non présents dans l'étude de ces derniers. En regroupant trois études différentes, Dunne *et al.* (2010) montre cependant que la détachabilité des agrégats en fonction de leurs diamètres a une forme de cloche, dont le mode est centré vers 100  $\mu m$ , soit le même que celui observé par Leguédois *et al.* (2005). Ainsi, la dépendance à la granulométrie des distances de transport par effet splash souligne l'intérêt d'une compréhension correcte de ce processus.

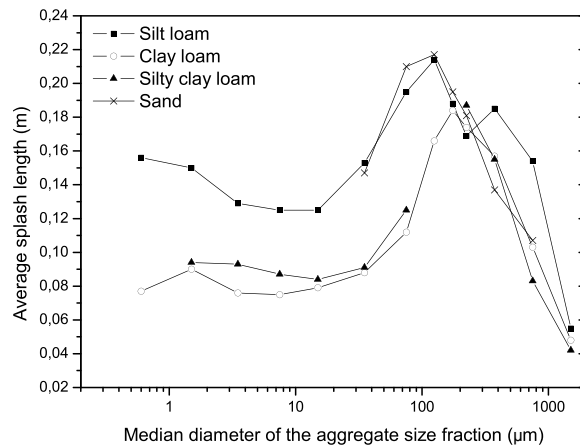


FIG. 2.7 – Distance moyenne de transport en fonction de la fraction granulométrique, pour différents sols. D'après Leguédais *et al.* (2005).

On retiendra de ces quelques études que la désagrégation des agrégats de sol par la pluie est le fait de différents mécanismes que sont la microfissuration, l'éclatement et la désagrégation mécanique. La dispersion physico chimique est en effet, dans les domaines d'études qui seront abordés au cours de ce travail, négligeable devant les trois autres processus (Leguédais, 2003). Il a été montré que les caractéristiques du sol et ses conditions de surface (état de surface, humidité, microtopographie) sont également importantes à considérer dans l'étude des stocks d'agrégats générés par la pluie. Enfin, les flux mis en mouvement par la pluie uniquement sont fonctions de la granulométrie des agrégats. Comprendre comment répercuter ces études de processus à des échelles plus importantes passe soit par une description très fine de chacun des sous processus que nous avons évoqués, soit par une hiérarchisation des phénomènes les plus importants à prendre en compte parmi les différents facteurs impliqués dans ces processus, à savoir les variables du sol d'une part et de la pluie d'autre part. Les caractéristiques de la pluie vont être examinées dans la section suivante.

### 2.1.3.2 Caractéristiques de la pluie ayant un intérêt pour le détachement des agrégats de sol

De nombreuses études ont essayé de faire le lien entre caractéristiques de la pluie et quantités de sol arrachées par effet splash (Salles *et al.*, 2000; Parsons et Stone, 2006; Abd Elbasit *et al.*, 2010). Les variables caractérisant la pluie liées au détachement par effet splash généralement retenues sont : la lame d'eau précipitée, l'intensité de la pluie, l'énergie cinétique ou la quantité de mouvement des gouttes de pluie. Ces deux dernières sont parmi les meilleurs indicateurs du détachement par la pluie. L'énergie cinétique de la pluie est ainsi incluse comme la variable du détachement par effet splash dans certains modèles numériques d'érosion (Morgan *et al.*, 1998; De Roo et Wesseling, 1996). Comme pour toute entrée de modèle numérique, se pose dans un premier temps la question de sa mesure. Comme l'intensité de la pluie est une variable aujourd'hui régulièrement disponible, l'énergie cinétique de la pluie est souvent déduite de l'intensité de pluie

par une relation telle que celle proposée par Brandt (1989) :

$$KE = 8.95 + 8.44 \times \log_{10}(RI) \quad (2.4)$$

où :

- $KE$  est l'énergie cinétique de la pluie ( $\text{J.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ ),
- $RI$  est l'intensité de la pluie ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

Si elle permet de rendre compte des résultats expérimentaux montrant une bonne relation entre masse détachée et énergie de la pluie, l'utilisation systématique de cette relation peut être discutée. Elle est en effet dépendante du lieu d'étude (Salles *et al.*, 2002; Petan *et al.*, 2010), ce qui soulève le problème de sa transposabilité géographique. On pourrait dans ce cas envisager de calibrer pour chaque site la relation liant l'énergie cinétique à l'intensité de la pluie. Salles *et al.* (2002) se sont penchés sur cette question. Ils concluent de leur étude, en accord avec Parsons et Gadian (2000) que l'information sur la taille des gouttes est essentielle dans de telles études. Cette nécessité provient du nombre de paramètres qui peuvent rentrer en compte dans cette relation intensité-énergie cinétique. Ils citent ainsi le type de pluie, l'altitude considérée, le climat, mais aussi les méthodes de mesure de l'énergie cinétique et de l'intensité, qui peuvent différer entre les études.

Un second point de questionnement vis-à-vis de l'utilisation de cette relation provient de son caractère univoque : à chaque valeur d'intensité correspond une valeur d'énergie cinétique. Or, des mesures de terrain ont montré que la distribution en taille des gouttes (souvent désignée par DSD, acronyme venant de l'anglais *Drop Size Distribution*) pouvait varier au sein d'un évènement pluvieux. On peut dès lors imaginer des événements pluvieux ayant une même intensité mais des distributions en taille de gouttes différentes (Assouline, 2009).

Devant ces constats, une meilleure façon d'estimer l'énergie cinétique serait de se baser sur la distribution en taille des gouttes. Plusieurs types d'instrumentations ont été mis en place à cette fin. Salles *et al.* (1999) discutent ces méthodes. Ils pointent trois désavantages aux mesures « classiques » basées sur l'utilisation de papier filtre teinté (Wiesner, 1895) et de farine (Bentley, 1904), calibré auparavant par des gouttes de diamètre connu :

- leur analyse consomme beaucoup de temps, ce qui semble évident lorsque l'on regarde les résultats bruts présentés par les auteurs d'études utilisant cette méthode (Fig. 2.8),
- les temps d'exposition à la pluie sont très courts, typiquement de l'ordre de quelques secondes, avec les problèmes de représentativité de la mesure que ce protocole implique,
- un troisième problème vient de l'impossibilité de fournir des mesures en temps réel.

Pour combler ces lacunes, différentes méthodes automatisées ont été mises en place. Elles reposent sur :

- de l'analyse d'images prise par caméra (Saylor et Sivasubramanian, 2007),
- des transducteurs piézo-électriques qui transforment l'énergie mécanique des gouttes en signal électrique (Abd Elbasit *et al.*, 2010),
- des méthodes basées sur l'obscurisation d'un signal lumineux (Hauser *et al.*, 1984). On compte parmi elle le disdromètre optique (Löffler-Mang et Joss, 1999),
- des mesures électro-acoustiques (Kinnell, 1972),

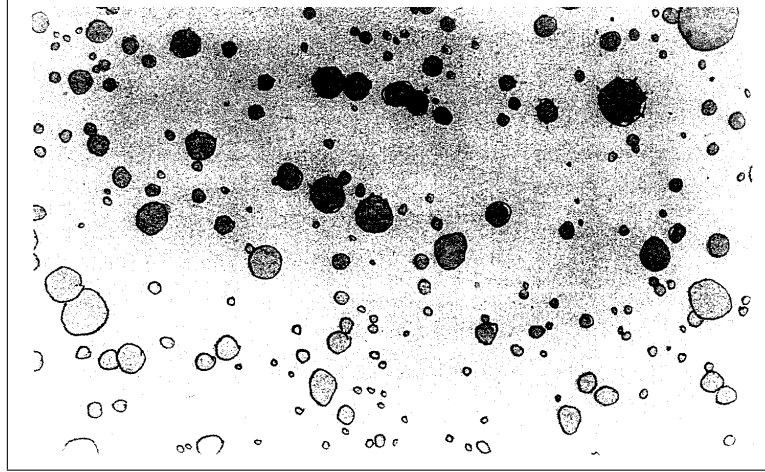


FIG. 2.8 – Résultat bruts obtenus par la méthode de papier filtre teinté. D'après Cerdà (1997).

- des méthodes basées sur des transducteurs mesurant la force appliquée par les gouttes (Joss et Waldogel (1967), cité par Salles *et al.* (1999)),

Ces méthodes permettent soit une estimation de l'énergie cinétique de la pluie (transducteurs, méthodes électro-acoustiques), soit d'accéder à des informations permettant d'y remonter (c'est-à-dire la distribution en taille et en vitesse des gouttes). Le lien entre distribution en taille des gouttes et énergie cinétique passe souvent (Chapon *et al.*, 2008; Yu *et al.*, 2012) par la densité volumique de gouttes  $N(D)$  :

$$N(D) = \frac{n(D)}{V(D) \times S \times T} \quad (2.5)$$

où :

- $n(D)$  est le nombre de gouttes (sans dimension) de diamètre  $D$  (m),
- $V(D)$  est la vitesse terminale des gouttes de diamètre  $D$  (m.s<sup>-1</sup>),
- $S$  est la surface d'échantillonnage (m<sup>2</sup>),
- $T$  est la durée d'échantillonnage (s).

Ou par le flux de gouttes  $X(D)$  définit tel que :

$$X(D) = \frac{n(D)}{S \times T} \quad (2.6)$$

En supposant les gouttes sphériques, on calcule l'énergie cinétique de la pluie comme la somme de l'énergie des gouttes individuelles :

$$KE = 2,6 \cdot 10^{-7} \sum_{i=1}^{Nb} X(D_i) D_i^3 v_i^2(D_i) \quad (2.7)$$

où  $Nb$  est le nombre de classes de gouttes fournit par l'instrument de mesure.

L'intérêt de l'étude de la DSD est par ailleurs multiple : outre le fait qu'il permet une estimation de l'énergie cinétique utile pour l'étude de l'érosion, Rosenfeld et Ulbrich (2003) ont montré que la forme de la distribution en taille des gouttes pouvait être reliée à des processus physiques, que sont la coalescence, la nucléation, la dislocation et l'agrégation (Fig. 2.9). Pour modéliser

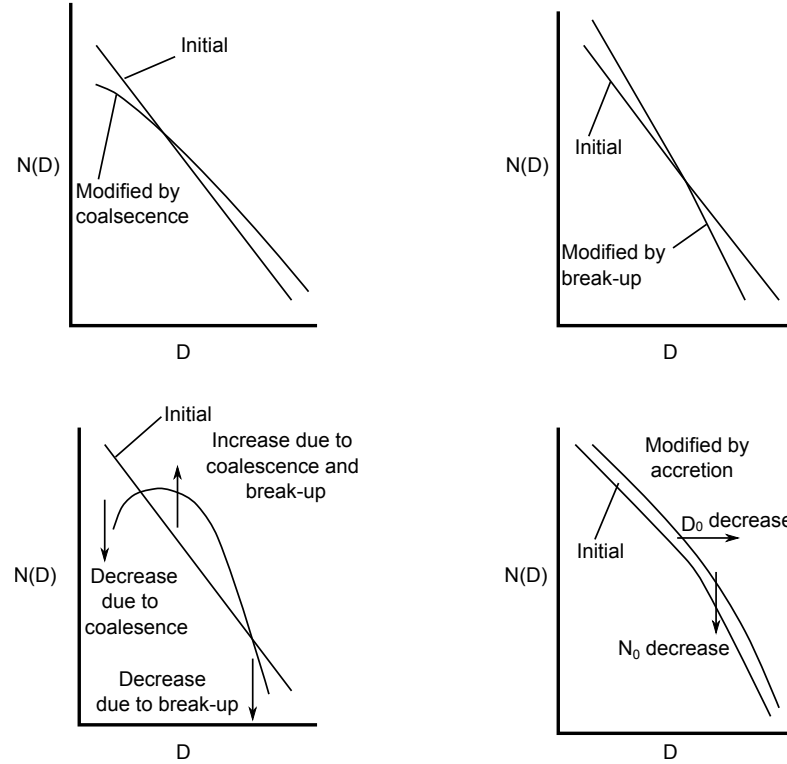


FIG. 2.9 – Modifications de la forme de la DSD en fonction des différents processus microphysiques atmosphériques. Reproduites d'après Rosenfeld et Ulbrich (2003).

les DSDs, des ajustements à différentes lois ont été proposés, tels que :

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (2.8)$$

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (2.9)$$

$$N(D) = R^\alpha g\left(\frac{D}{R^\beta}\right) \quad (2.10)$$

où :

- $\lambda$  est la pente de l'exponentielle,
- $\mu$  est la forme de la fonction gamma,
- $\alpha$  et  $\beta$  sont deux paramètres d'échelle.

Ces modèles statistiques ont respectivement été proposés par Marshall et Palmer (1948), Ulbrich (1983) et Sempere-Torres *et al.* (1994). Récemment Yu *et al.* (2012), partant du principe que la « distribution générale »  $g(x)$  définie par Sempere-Torres *et al.* (1994) n'était pas, au sens mathématique, une vraie distribution, et qu'elle n'était pas générale, ont proposé une nouvelle formulation de la DSD. Une des avancées permise par ces travaux est que cette nouvelle formulation, outre le fait qu'elle soit plus « propre » au sens mathématique (i.e. basée sur une distribution au sens strict), permet également de se baser sur des paramètres ayant un vrai sens physique, par exemple la concentration en gouttes au sein du volume de résolution. Il propose également des relations climatologiques permettant d'estimer l'énergie cinétique en liant plusieurs types de mesures, typiquement la réflectivité radar et l'intensité de la pluie. Soulignons simplement ici le fait que des estimations radar des caractéristiques physiques de la pluie sont une piste



de recherche prometteuse pour l'étude de l'érosion à l'échelle du bassin versant. En effet, les méthodes de mesure de la DSD évoquées ci-dessus et qui peuvent être déployées sur le terrain ont encore leurs inconvénients. Prenons l'exemple du disdromètre optique. Son coût (de l'ordre de 3000 euros), la logistique nécessaire à son déploiement (panneau solaire, centrale d'acquisition) et à l'enregistrement de ses données (cartes mémoires à relever régulièrement) et surtout sa surface d'échantillonnage ( $180 \times 30$  mm) limitent son utilisation à des études ponctuelles dans l'espace. Il reste cependant pour l'instant un des meilleurs moyens disponibles permettant la mesure en continu sur le terrain d'indicateurs de l'énergie de la pluie. Ainsi, cet appareil a été mis en œuvre dans ce but dans une publication récente orientée vers l'étude de l'érosion hydrique (Fernández-Raga *et al.*, 2010).

L'énergie cinétique de la pluie étant reconnue comme un des meilleurs indicateurs du détachement par impact des gouttes (Kinnell, 2005), les masses totales détachées par la pluie ont été reliées expérimentalement à l'énergie cinétique de la pluie (Abd Elbasit *et al.*, 2010; Ghahramani *et al.*, 2011a). Certaines études se sont portées sur l'analyse de la granulométrie générée par l'impact des gouttes (Legout *et al.*, 2005; Malam Issa *et al.*, 2006), mais elles le font en se basant sur des caractéristiques de la pluie que sont le cumul et l'intensité.

#### 2.1.4 Importance de l'état de surface des sols

L'érosion diffuse est dépendante des états de surface. Sous l'impact des gouttes, les agrégats initialement présents dans le sol et à sa surface vont être progressivement désagrégés. Des matériaux plus fins vont alors être mis en mouvement, ce qui va avoir pour effet de progressivement fermer la surface du sol à l'infiltration. Une lame d'eau va se former en surface et va permettre la répartition des fragments fins en surface. Il va en résulter une croûte sédimentaire de surface. Les mécanismes de création de cette croûte sont décrits par Boiffin (1984). Ce processus d'encroûtement présente une rétroaction forte entre érosion et propriétés des sols. En effet, tout au long du processus d'encroûtement, la capacité d'infiltration des sols va diminuer, ce qui va avoir pour effet de favoriser la croissance de la lame d'eau et donc l'érosion par ruissellement. De la même façon, les propriétés mécaniques de la croûte de surface sont différentes de celles du sol (Cerdan *et al.*, 2002; Le Bissonnais *et al.*, 2005).

Même sans la formation de cette croûte, l'évolution de l'état de surface du sol est importante à considérer. Il a ainsi été montré en laboratoire (Bryan, 2000) que l'humidité du sol affecte de manière significative sa cohésion, et donc sa susceptibilité à l'érosion (Fig. 2.10). L'auteur de cette étude présente ces résultats pour un sol cohésif. Il affirme cependant que la même tendance est observée pour des sols moins cohésifs. Seules les valeurs absolues, plus faibles, changent <sup>1</sup>.

Au cours d'un évènement pluvieux, la susceptibilité à l'érosion du sol peut donc évoluer sous l'effet des variations d'humidité. L'extension de ces résultats de laboratoire au terrain est néanmoins rendue difficile par les interactions entre les différents facteurs. Si favoriser la création d'une lame d'eau peut augmenter les taux d'érosion par ruissellement, elle va à l'inverse diminuer l'érosion provoquée par l'impact des gouttes de pluie du fait de la présence d'une lame

1. L'auteur affirme : « Strength values for the PontypoolrPeel and the Bondhead sandy loams are much lower than those measures (*sic*) on the well-aggregated, remoulded Guelph silt loam and Font loam by Luk and Hamilton (1986), but the response pattern is identical. »

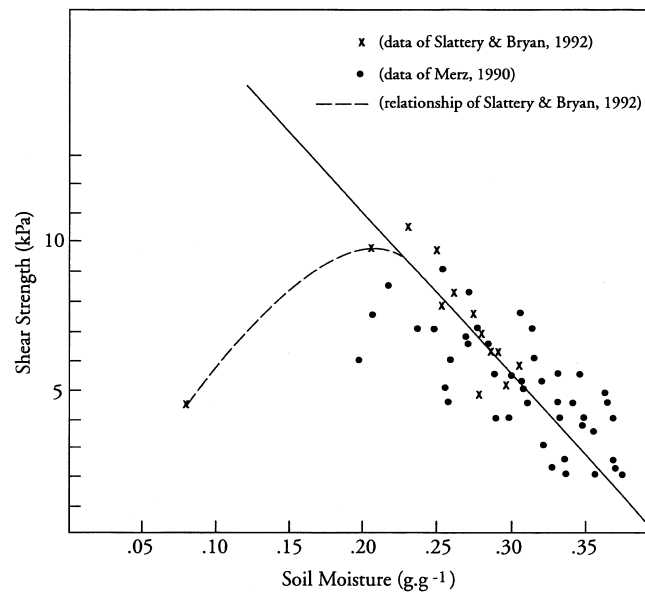


FIG. 2.10 – Influence de l’humidité du sol sur sa cohésion, ici mesurée par sa résistance au cisaillement. D’après Bryan (2000).

d’eau plus importante. Quand il est pris en compte, l’effet de la lame d’eau est actuellement conceptualisé dans les modèles numériques (Morgan *et al.*, 1998; Nord et Esteves, 2005; Koo *et al.*, 2005; Zeinivand, 2009) comme amortissant l’impact des gouttes, diminuant ainsi les taux d’érosion.

### 2.1.5 Transport par le ruissellement

Bien qu’il ne constitue pas le cœur de ce travail de thèse, le ruissellement est un acteur fondamental de l’érosion à l’échelle de la parcelle. Il peut en effet être un acteur actif de l’érosion lorsque la contrainte de cisaillement critique du sol est dépassée. Il participe de plus au transport des stocks d’agrégats détachés au préalable par impact des gouttes de pluie.

En plus de celle qui s’opère lors du splash, la sélectivité granulométrique qui se met en place du fait du ruissellement est forte. Leguédois (2003) montre ainsi que les stocks issus de la désagrégation et de la mise en mouvement sont très différents de ceux exportés par ruissellement (Fig. 2.11). Les compositions initiales sont bimodales, avec un mode situé sous les 100  $\mu m$ , et un autre centré vers 1000  $\mu m$ . Les matériaux exportés par ruissellement voient leurs proportions en particules grossières très largement réduites, dans le cas des deux sols présentés ici de 30 % à moins de 5 %, au profit d’un enrichissement en particules plus fines. Ce résultat indique clairement qu’une partie des agrégats est retenue dans le processus de transport sur des sols soumis à simulation de pluie à l’échelle de 0.25 m<sup>2</sup>. Cet effet est quelque peu accentué par les effets de longueur de pente, bien que la signature du sol reste de loin la plus importante à considérer (Fig. 2.12). On observe dans les distributions granulométriques présentées une réponse contrastée au changement d’échelle. Dans le cas du limon sableux, les fractions de 20 à 150  $\mu m$  présentent un pourcentage massique plus important dans les expériences menées à 0.25 m<sup>2</sup> que dans celles

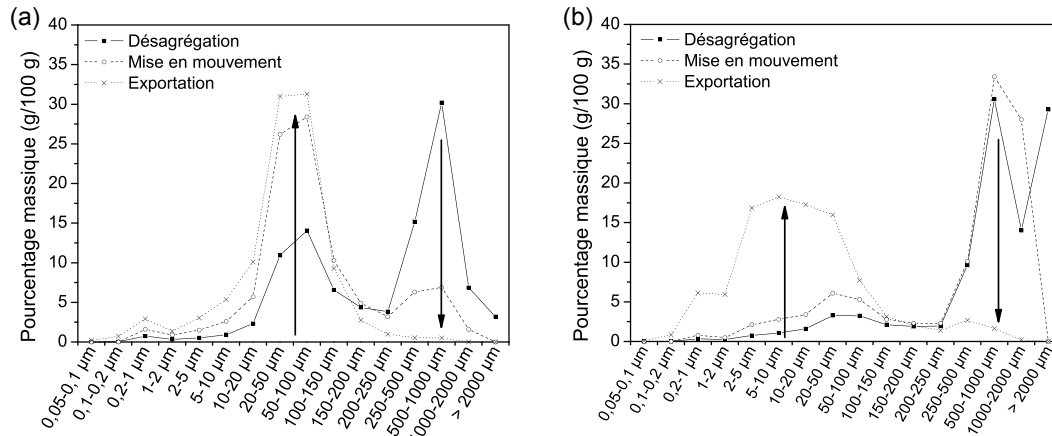


FIG. 2.11 – Comparaison des stocks par fraction granulométrique issus de la désagrégation, de la mise en mouvement et de l'export des agrégats pour un sol a) argileux et b) argilo-limoneux. D'après Leguédais (2003).

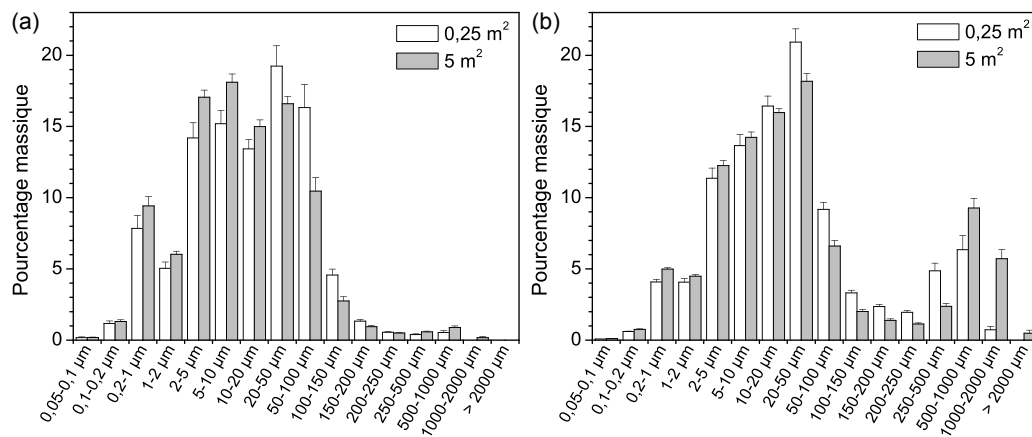


FIG. 2.12 – Comparaison des distributions granulométriques d'agrégats exportés par le ruissellement pour des expériences menées sur des surfaces de 0,25  $\text{m}^2$  et 5  $\text{m}^2$  pour a) un limon sableux et b) un sol argilo-limoneux. D'après Leguédais (2003).

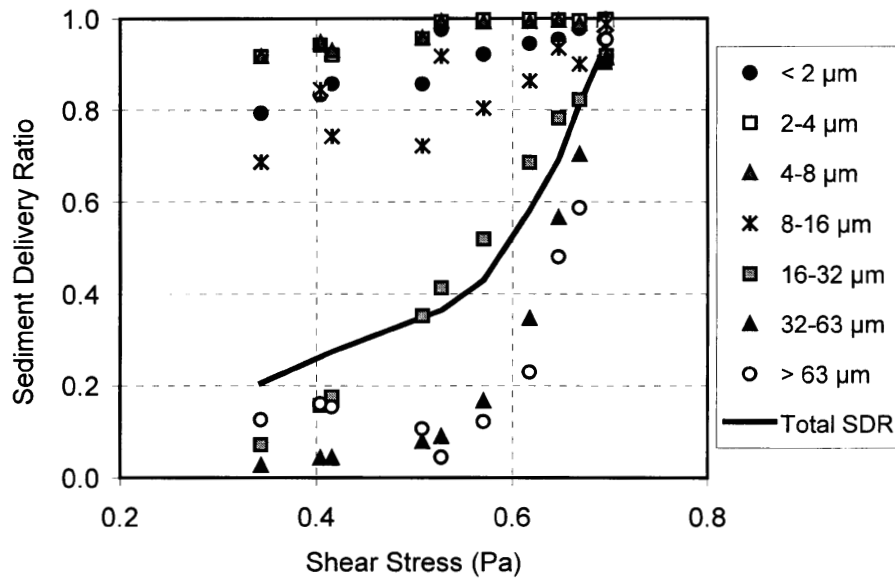


FIG. 2.13 – *Sediment delivery ratio* pour sept fractions granulométriques en fonction du débit unitaire, représenté via le cisaillement sur cette figure. D'après Beuselinck *et al.* (1999b).

menées à 5 m<sup>2</sup>. Ces dernières sont enrichies en fractions fines (0.2-20  $\mu\text{m}$ ) mais également en fraction la plus grossière (1000-2000  $\mu\text{m}$ ). Le cas du sol argilo-limoneux est plus frappant. Les particules plus grossières que 500  $\mu\text{m}$  sont très largement présentes dans les expériences menées à 5 m<sup>2</sup> alors que la fraction plus grossière que 1000  $\mu\text{m}$  est quasiment absente de celles menées à 0.25 m<sup>2</sup>. Ces résultats peuvent être liés à la longueur de pente nécessaire pour que la lame d'eau atteigne une vitesse suffisante pour transporter les agrégats considérés. Une interprétation de ce type serait cohérente avec les résultats présentés par Beuselinck *et al.* (1999b). Via des expériences en laboratoire avec un fond fixe, ils montrent que le *sediment delivery ratio* (SDR), défini comme le rapport entre quantité de particules exportées sur celle introduite dans le canal, est dépendante de la taille des particules même pour des particules très fines (< 63  $\mu\text{m}$ ), mais surtout le transport se fait par dépassement d'un seuil. Dans leurs expériences, le SDR des fractions les plus grossières (> 63  $\mu\text{m}$ ) reste sous la barre des 20 % jusqu'à ce que le cisaillement au fond dépasse 0.6 Pa. Quand ce cisaillement atteint 0.7 Pa, ces fractions grossières voient leur SDR atteindre les 90 %, rejoignant ainsi les pourcentages des fractions fines (Fig. 2.13).

Une autre façon d'interpréter les résultats des expériences impliquant le ruissellement obtenus par Leguédais (2003) serait de mettre en cause un piégeage dans le micro relief et la rugosité de la surface des parcelles expérimentales. Combiné aux faibles lames d'eau, le micro relief est une singularité très forte du ruissellement sur versant en terme d'influence sur le transport solide. Ces deux facteurs vont modifier à la fois le régime de l'écoulement via l'influence qu'ils vont avoir sur l'épaisseur et le type de la couche limite de l'écoulement, mais aussi sur les capacités de transport des agrégats dans la parcelle. Cet effet a été suggéré par Farenhorst et Bryan (1994) lors d'expériences de laboratoire comparant des résultats obtenus sur surface lisse et rugueuse. Ils montrent que la granulométrie des particules transportées dans l'écoulement est bien plus fine que celle initialement introduite dans l'écoulement. En laissant l'expérience se dérouler pendant

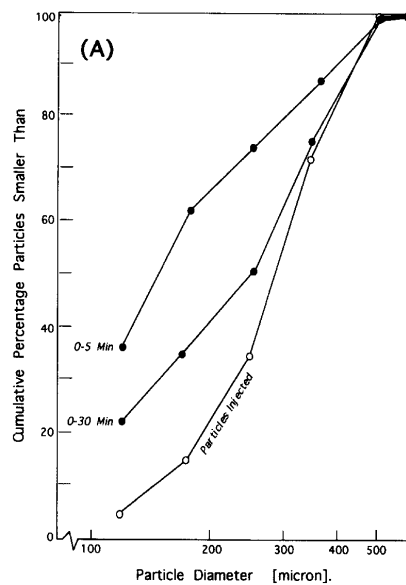


FIG. 2.14 – Comparaison de fractions granulométriques de particules transportées à différents temps de l'écoulement par rapport à celles introduite initialement dans l'écoulement. D'après Farenhorst et Bryan (1994).

un certains temps, ils observent que la granulométrie des particules transportées se rapproche de celle introduite dans l'écoulement (Fig. 2.14). Leur interprétation est que les particules grossières sont initialement piégées dans la rugosité du lit et remplissent les dépressions de la microtopographie. Dans un second temps, les particules grossières peuvent être transportées puisque les dépressions ont été comblées.

Cette interprétation suggère que dans l'écoulement les particules soit transportées soit par saltation, soit par charriage. Une étude menée par Nord *et al.* (2009) montre en effet que le transport dans la lame d'eau se fait selon ces deux modes de transport. Ils soulignent les effets de densité des particules dans le transport solide. Des variations de densité peuvent exister du fait de différences de composition dans le matériau source des agrégats, autrement dit dans le sol et la quantité de matière qu'il contient. La densité peut aussi varier du fait de l'existence d'une porosité dans les particules. C'est le cas des agrégats de sols, comme démontré par Slattery et Burt (1997). Ils montrent en effet que des agrégats prélevés en rivières, provenant probablement des versants, sont des entités complexes constituées d'un assemblage de matières minérales et organiques (Fig. 2.15). Cette constatation est importante de par les précautions d'analyse qu'elle implique ainsi que ses conséquences sur la physique du transport. Dans le cadre présent, elle amplifie les possibilités pour les particules d'avoir des caractéristiques (telle la densité ou la vitesse de chute) variées.

Des particules agrégées et non-agrégées peuvent avoir des densités très différentes, ce qui peut avoir pour conséquence différents modes de transport dans la lame d'eau. Il est aujourd'hui évoqué la possibilité que la co-existence de ces deux modes de transport soit responsables de l'apparition d'un deuxième mode dans les distributions granulométriques des agrégats transportés par ruissellement, quelque soit le sol considéré. En ce sens, Asadi *et al.* (2007) ont développé une expérience de laboratoire avec plusieurs sols dont la distribution granulométrique a été divi-

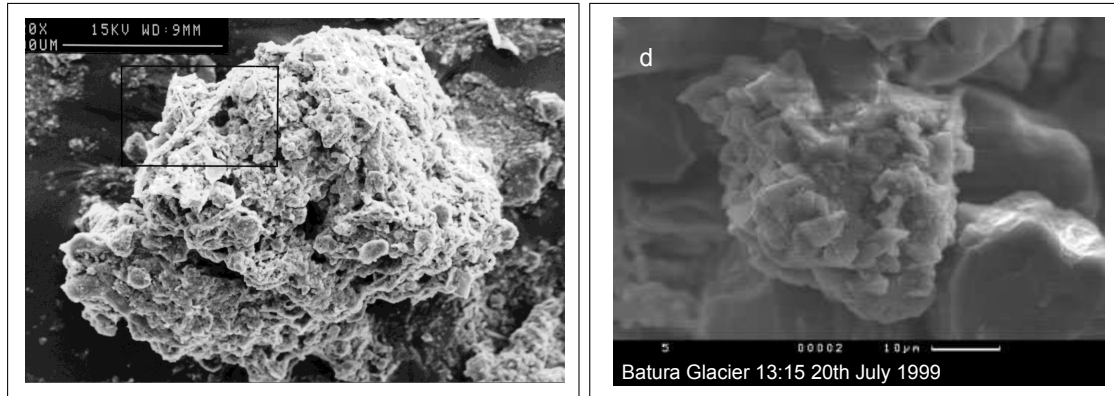


FIG. 2.15 – Image prise par microscope électronique à balayage d'agrégats prélevés en rivière. Dans la figure de gauche (Extrait de Slattery et Burt (1997)), les auteurs veulent souligner par la zone encadrée la présence d'un trou qu'il estime de racine, ainsi que la présence de matière organique. La figure de droite (extraite de Woodward *et al.* (2002)) est celle d'un agrégat prélevé en rivière de haute montagne (exutoire à 2700 m), et contient théoriquement moins de matière organique.

sée en une distribution massique homogène, allant du micron à 4.5 mm. Ils observent que cette distribution homogène se différencie rapidement en une distribution bimodale. De plus, le mode de la distribution correspondant aux particules grossières se développe au cours de l'expérience (Fig. 2.16) et concluent qu'il est le fait d'un transport par charriage. Ils suggèrent un schéma

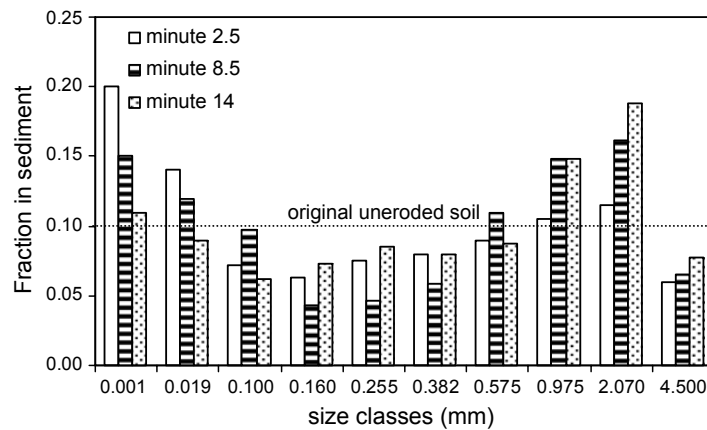


FIG. 2.16 – Evolution dans le temps de la tailles des particules mesurées dans l'écoulement pour un sol (ici celui nommé « Black Earth » par les auteurs). Le trait en pointillé indique le sol original, pour lequel la proportion massique dans les différentes classes a été homogénéisée. D'après Asadi *et al.* (2007).

conceptuel dans lequel l'augmentation de diamètre se traduit par une augmentation de la masse transportée sous la forme de charriage. Quelques années plus tard, Asadi *et al.* (2011) effectuent de nouvelles expériences de laboratoire qu'ils confrontent également à une modélisation du transport en suspension-saltation par classe granulométrique, selon le modèle proposé par Hairsine et Rose (1992). Il montrent que la proportion des particules transportées en suspension et / ou saltation pour des agrégats compris entre 30  $\mu\text{m}$  et 3 mm est comprise entre 80 et 5%, le reste

correspondant à du transport par charriage. La part du charriage est d'autant plus importante que la puissance de l'écoulement l'est. Comme souligné par Nord *et al.* (2009), les effets liés à la taille ne sont pas les seuls impliqués dans ces répartitions entre modes de transport. Au travers de la densité, ce sont des caractéristiques supplémentaires des agrégats qui sont impliquées. Ces observations ne sont pas isolées. En effet, de la même manière Tromp-Van Meerveld *et al.* (2008) ont mené des expériences de laboratoire qu'ils ont comparé à une modélisation par le modèle de Hairsine et Rose (1992). Les résultats de leurs expériences montrent qu'une reproduction correcte des concentrations par classe granulométrique passe par un ajustement des vitesses de chute par classe granulométrique.

### 2.1.6 Export jusqu'aux chenaux et aux exutoires : notions de connectivité sédimentaire

Les discontinuités qui se créent entre échelles limitent le transport de particules depuis les versants jusqu'au cours d'eau. C'est le concept du *sediment delivery problem*, nommé par Walling (1983) (cité par Fryirs (2012)). Cette limitation est due à l'accumulation de phases de stockage et de déstockage dans les systèmes, typiquement les dépôts et reprises de sédiments au sein des réseaux hydrographiques. Fryirs (2012) propose un schéma conceptuel (Fig. 2.17) dans lequel les bassins versants de tête, objet d'étude de ce travail de thèse, sont soumis à des problèmes de connectivité impliquant principalement :

- Les zones contributrices.
- La connectivité entre versant et rivière.
- Les transferts longitudinaux de particules.
- Les problèmes ponctuels que sont les glissements de terrain et les barrages.

Dans le cadre de ce travail de thèse, la connectivité entre versant et rivière sera importante. Les barrages ne sont pas présents dans les zones d'études et ne seront donc pas considérés. Un seul des terrains étudiés est susceptible de voir se produire en son sein des glissements de terrain. Ce n'est pas celui au sein duquel les mesures sur parcelles seront effectuées. Les trois grandes interrogations quant à la connectivité sédimentaire porteront donc sur les zones contributrices, les transferts longitudinaux et la connectivité versant-rivière.

Une des approches développée dans la littérature afin de progresser dans la compréhension du transport des particules est celle dite de « bilan sédimentaire » (ou *sediment budget*). Elle repose sur la mesure des différents termes sources et puits, qui ne sont pas forcément tous mesurables directement. A titre d'exemple, un bilan sédimentaire a été établi par López-Tarazón *et al.* (2012) sur un bassin de 438 km<sup>2</sup> dont les altitudes vont de 450 à 2720 m. Dans cette étude, le puits potentiel que représente le stockage temporaire dans le chenal de la rivière est mesuré en quatre sections transversales et extrapolé aux sites « hydrauliquement et géomorphologiquement comparables ». La contribution des badlands est également extrapolée à partir de mesures faites sur un seul de ces terrain, supposé représentatif. De telles extrapolations sont risquées dès lors que des systèmes transitoires sont susceptibles de s'activer au sein des bassins, par exemple via un glissement de terrain ou un orage localisé sur une ravine particulière.

En parallèle des travaux sur les bilans sédimentaires, de nouvelles voies pour progresser dans la

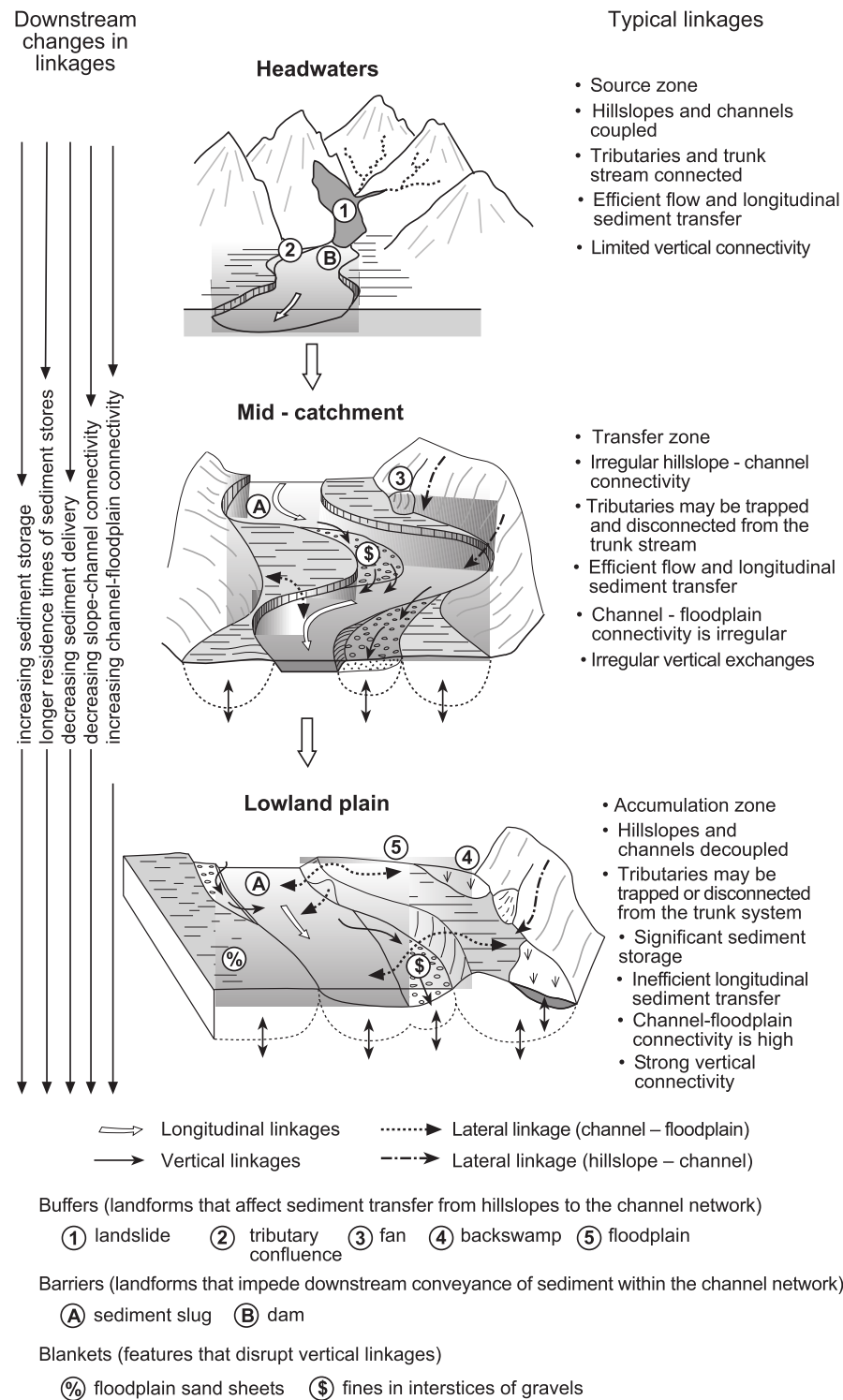


FIG. 2.17 – Exemple schématique illustrant les processus de connectivité dans un bassin versant idéalisé. D'après Fryirs (2012).



compréhension des chemins et temps de transport des particules depuis les versants jusqu'aux exutoires des bassins versants ont été explorées. Parmi elles, plusieurs sont ouvertes. Une première voie consiste à apporter des informations spatialisées au sein des systèmes, c'est-à-dire étendre les bilans faits aux exutoires avec des mesures locales au sein de sites dont la dynamique est supposée primordiale dans celle du système global. Des études telles que celles menées par Beel *et al.* (2011) et Wenske *et al.* (2012) en sont deux exemples. Le problème de telles approches est que le fonctionnement du système à plus grande échelle peut être conditionné dans le cas d'évènements particuliers par une dynamique ayant lieu ailleurs dans le bassin versant. Ce genre d'approche risque également d'être mis en défaut dans le cas d'évènements extrêmes, par exemple un évènement de crue qui modifierait profondément la morphologie du lit de la rivière. Harvey (2001) montre ainsi un exemple typique de temps d'ajustement du système de l'ordre de la dizaine d'années.

Une autre façon d'aborder le problème de la connectivité est de procéder par découplage des processus entre versant et rivière. L'emboîtement d'échelle et l'analyse de variables supplémentaires autres que les simples flux solides aux exutoires permettent alors de gagner des informations sur la dynamique du bassin versant. Parmi ces variables supplémentaires qui permettent de faire le lien entre les échelles spatiales et temporelles se trouvent le traçage géochimique et/ou isotopique, traçage désigné par le terme de *fingerprinting*, ou d'autres méthodes moins « conventionnelle » (Evrard *et al.*, 2010, 2011; Poulenard *et al.*, 2012) et les informations qui renseignent sur les temps de transfert des particules. Dans ce dernier cas, c'est typiquement la vitesse de chute des particules qu'il convient d'analyser, puisqu'elle va contrôler la capacité des dites particules à être maintenues en suspension par la turbulence de l'écoulement.

C'est sur ce dernier point que cette thèse se propose d'apporter des connaissances supplémentaires. Elle analysera ainsi la granulométrie des particules en transit sur les versants, depuis le détachement par impact des gouttes de pluie jusqu'à l'export en sortie de parcelle, ainsi qu'à l'exutoire d'un bassin versant de tête.

## 2.2 Transport de particules en rivière

Nous avons vu que lors du transport par ruissellement, la possibilité d'une co-existence du transport en suspension et du transport en saltation ou charriage commençait à être évoquée. Cette co-existence est en revanche depuis longtemps admis au sein du réseau hydrographique des rivières. Chacun de ces processus représente une dynamique propre de la classe de sédiment concernée dans la colonne d'eau :

- Le charriage, qui correspond au transport des sédiments sur le fond, par roulement ou sauts successifs. Ce mode de transport concerne les éléments les plus grossiers et les plus denses du transport solide. Ils sont par nature non-cohésifs.
- La suspension, qui concerne les éléments les plus fins transportés dans la lame d'eau. Elle est le résultat de l'équilibre entre la turbulence de l'écoulement et la chute des particules, dépendant de leurs caractéristiques. On distingue dans cette catégorie des éléments cohésifs tels les argiles et non-cohésifs, tels les sables.

### 2.2.1 Le charriage

La conceptualisation faite du charriage est basée sur l'équilibre entre l'énergie appliquée par l'écoulement sur la particule, balancée par les forces de frottements. On considère ainsi qu'une particule se met en mouvement quand la contrainte cisailante due à l'écoulement devient supérieure à celle de frottement. La masse volumique du fluide, sa viscosité, sa hauteur et la pente du lit conditionnent la force de frottement du fluide sur la particule, alors que la gravité, le diamètre caractéristique de la particule (par exemple son diamètre sphérique équivalent), sa densité, sa vitesse de chute contrôlent la force de frottement. La contrainte de frottement au fond,  $\tau_0$  (Pa.m<sup>-2</sup>) est définie comme :

$$\tau_0 = \rho_e \times u_*^2 \quad (2.11)$$

où :

- $u_*^2 = g \times h \times \sin(\theta)$  est appelée vitesse de cisaillement.  $h$  est la hauteur de la lame d'eau (m),  $\theta$  est la pente locale,
- $\rho_e$  est la masse volumique de l'eau (kg.m<sup>-3</sup>)
- $g$  est l'accélération de la pesanteur (m.s<sup>-2</sup>).

La vitesse de cisaillement est plus souvent exprimée de manière adimensionnelle sous la forme du nombre de Shields  $\theta$  :

$$\theta = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho_e) \times g d} \quad (2.12)$$

où :

- $\rho_s$  et  $\rho_e$  sont respectivement la masse volumique du solide et du fluide (kg.m<sup>-3</sup>),
- $d$  est le diamètre de la particule (m). Notons que dans les expériences de canal, il est facilement mesurable. Cependant sur le terrain, présentant des granulométries étendues, sa définition pose des problèmes pratiques. Il est souvent considéré comme étant le  $d_{50}$  voir le  $d_{84}$  (Recking, 2010). Le choix de ce diamètre est problématique, dans le sens où chaque granulométrie de particules dispose de sa propre résistance au déplacement, et que les interactions entre particules de différentes tailles va impacter le mouvement de leur totalité (par exemple via les effets de masquage).

Le mouvement s'initie quand le critère de Shields dépasse une certaine fonction du nombre de Reynolds de grain de la particule  $Re^* = \frac{u_* \times d}{\nu}$ , soit l'inéquation suivante :

$$\theta^* \geq f(Re^*) \quad (2.13)$$

La fonction  $f$  a été définie expérimentalement par Shields (1936) (cité par Lajeunesse (2008)) et est représentée en figure 2.18. Il a pour cela fait varier en canal les conditions d'écoulement, à savoir : pente, hauteur et vitesse de l'écoulement. Les caractéristiques des particules, à savoir taille et masse volumique (dépendante des matériaux considérés) ont également été changées pendant ces différentes expériences. Pour chaque expérience, les conditions d'écoulement donc  $Re^*$  étaient connues, le flux de sédiments a été mesuré et extrapolé à un transport nul pour trouver la contrainte critique de mise en mouvement des particules. Pour des particules sans cohésion, l'approche de la courbe de Shields est encore considérée comme valide. Elle cependant

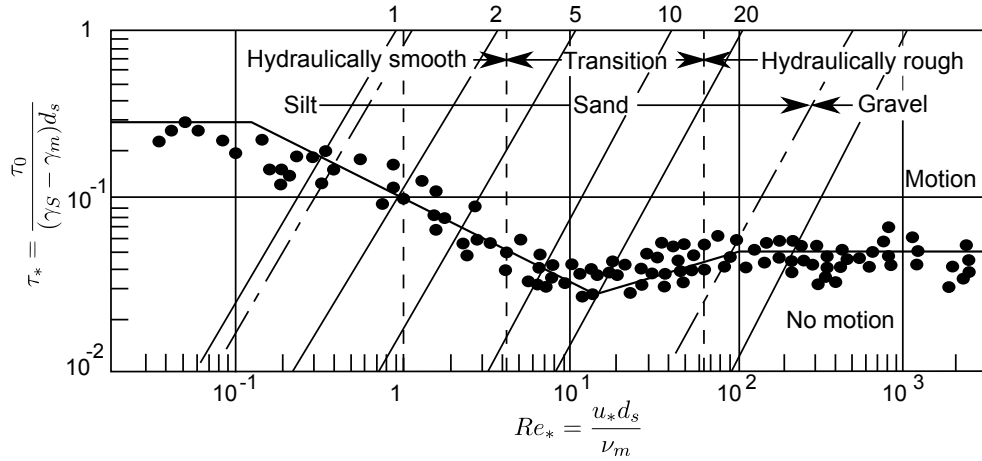


FIG. 2.18 – Courbe de Shields liant nombre de Reynolds particulaire et contrainte critique de mise en mouvement.

été adaptée par d'autres travaux (Govers, 1987). De la même manière, dans un travail à base physique, Bagnold (1973) (cité par Lajeunesse (2008)) a montré que le flux de matériaux devait avoir la forme :

$$q^* = \begin{cases} \gamma \frac{u}{\sqrt{Rgd}} (\theta - \theta_c) & \text{si } \theta \geq \theta_c \\ 0 & \text{si } \theta_c \geq \theta \end{cases} \quad (2.14)$$

Relation dans laquelle  $\gamma$  est un coefficient à ajuster et  $u$  la vitesse moyenne près du fond. Un meilleur accord avec des données expérimentales a toutefois été suggéré par ajustement en remplaçant le terme  $(\theta - \theta_c)$  par  $(\theta - \theta_c)^{3/2}$ . Ce résultat, en particulier l'exposant  $3/2$ , est en accord avec la formule développée par Meyer-Peter et Müller (1948) pour des matériaux de granulométrie étendue, comprise entre 0.4 et 30 millimètres. Elle prédit un flux de matériaux  $q^*$  comme :

$$q^* = \begin{cases} \alpha (\theta - \theta_c)^{3/2} & \text{si } \theta \geq \theta_c \\ 0 & \text{si } \theta_c \geq \theta \end{cases}$$

Dans leurs expériences, Meyer-Peter et Müller ont trouvé  $\alpha = 8$  et  $\theta_c = 0.047$ . Un autre travail expérimental mené par Englund et Hansen (1967), pour des matériaux plus fins ( $0.15 \text{ mm} < d < 5 \text{ mm}$ ) a lui plutôt suggéré une relation de la forme  $(\theta - \theta_c)^{5/2}$ . Plus récemment, Camenen et Larson (2005) proposaient une relation sous la forme d'une loi gamma en  $\theta^{3/2} \exp(-\frac{\theta_c}{\theta})$ .

Au delà de ces conceptualisations, la compréhension du phénomène de charriage est aujourd'hui limitée par le fait que les travaux évoqués ci-dessus ont principalement été faits sur la base d'expériences de canaux. Une des barrières majeures à la compréhension du charriage en milieu naturel (et donc ses impacts sur la morphologie de la rivière) provient en effet de la difficulté d'obtenir des mesures fiables et représentatives sur le terrain, tant en terme de masse que de caractérisation (granulométrie, forme). Plusieurs types d'instruments ont été à ce jour utilisés dans cette optique (Gray *et al.*, 2010), mais tous présentent leurs difficultés. Parmi ces instruments, on retient notamment les méthodes dites « directes », basées sur un échantillonnage :

- les échantillonneurs types « boîtes » sont basés sur une réduction locale du champ de vitesse du fluide ou utilisent une barrière physique pour arrêter les particules, comme les trappes Helley Smith par exemple,
- les échantillonneurs type « casiers » retiennent les échantillons qui passent au-dessus d'une fente prévue à cet effet. Le problème inhérent aux deux techniques citées ci-dessus sont les échelles de temps (vitesse de remplissage de l'instrument) et d'espace (mesure localisée) capturées par ces échantillonneurs, par rapport à l'hétérogénéité du transport lors d'un évènement de crue.

Les méthodes dites « indirectes » ne passent pas par une étape de prélèvement de matériaux en rivière. Se trouvent parmi elles :

- des mesures basées sur des mesures de pression exercée par le transport solide sur le fond de la rivière, comme les géophones. Les différentes variantes de cette méthode (par exemple en plaques ou tubes) se basent sur l'installation d'un support métallique, qui permet de remonter à un transport solide par le biais des impacts sur l'instrument, connecté à une sonde piezo-électrique. Ces techniques nécessitent cependant une calibration assez lourde, ne fournissent pas d'informations sur la granulométrie des particules et, de par leur méthode de mesure (chocs d'éléments potentiellement très grossiers) peuvent être endommagées,
- des mesures par PIT tags, qui consistent à suivre la trajectoire des particules au sein du réseau hydrographique. Pour cela, des transpondeurs sont insérés dans les particules avant une période de crue et redéposés dans le réseau hydrographique. Un suivi de terrain après un évènement significatif permet de mesurer les distances parcourues. Si elle permet de comprendre la dynamique des particules suivies, cette méthode ne permet cependant pas une quantification nette du transport solide,
- les mesures acoustiques passives, telle que celle actuellement développée au LTHE, basée sur l'enregistrement du couple écoulement - transport solide. Elle tente de quantifier la part du transport solide à l'aide de méthodes de traitement du signal (thèse de Thomas Geay en cours au sein de l'équipe RIVER du LTHE). La difficulté rencontrée par cette méthode est intrinsèquement liée à la nature de sa mesure, qui intègre toutes les sources possibles de bruit dans la rivière, dont le bruit du transport solide doit être « séparé ». Ce bruit est de plus dépendant de matériaux en eux-mêmes.

Ces problèmes de mesures sur le terrain font que le transport solide par charriage est essentiellement étudié en laboratoire et est rarement validée sur le terrain, malgré ses impacts morphologiques potentiels sur les rivières.

### 2.2.2 La suspension

En compilant des résultats de mesure de transport solide de la littérature, Mano (2008) a bien montré l'intérêt de l'étude de la suspension en rivière. Par facilité de lecture, son travail de synthèse bibliographique est reproduit dans ce manuscrit (Tab. 2.1). Ce tableau montre que, pour les crues et les localisations étudiées, la suspension représente une très forte proportion massique du transport solide.

Localisation	Type de bassin versant	Taille du bassin versant	Pourcentage de la suspension	Source
Allemagne	Plaines	Variable	85 %	Asselman (1999)
Royaume Uni	Plaines	Variable	70 à 95 %	Walling et Webb (1987)
Ebro (Espagne)	Plaines	85 000 km <sup>2</sup>	99 %	Vericat et Batalla (2006)
Arnas (Espagne)	Montagne	2.8 km <sup>2</sup>	66 % <sup>(1)</sup>	Lana-Renault et Regues (2007)
Rio Cordon (Italy)	Montagne	5 km <sup>2</sup>	67 % <sup>(2)</sup>	Lenzi <i>et al.</i> (2003)
Marsyandi (Himalaya)	Montagne	4 800 km <sup>2</sup>	67 %	Pratt-Sitaula <i>et al.</i> (2007)
Yukon (Himalaya)	Montagne	85 000 km <sup>2</sup>	90 %	Chikita <i>et al.</i> (2002)
Agly (France)	Méditerranéen	1045 km <sup>2</sup>	99 %	Serrat (1999)
Laval (France)	Méditerranéen	0.86 km <sup>2</sup>	75 % ou 67 % <sup>(3)</sup>	Mathys (2006)
Arc (France)	Montagne	1957 km <sup>2</sup>	79 %	Marnezy (1999)

(1) Moyenne sur 9 épisodes  
(2) Moyenne sur 6 épisodes  
(3) Moyenne, respectivement sur les périodes de transport important et sur la période totale de mesure

Tab. 2.1 – Rapport massique entre le transport par charriage et le transport en suspension. D'après Mano (2008).

A cette forte proportion massique au sein des crues s'ajoute le fait que les particules fines peuvent potentiellement transporter des polluants adsorbés sur leurs surfaces.

La dynamique de la suspension est le résultat de la compétition entre flux de chute et turbulence de l'écoulement. C'est pourquoi nous décrirons par la suite les mécanismes impliquant le flux de chute. Une description mécaniste des processus de transport des particules fines, telle celle faite pour les particules grossières (section 2.2.1), sera faite au cours du chapitre 8 qui présente une modélisation numérique, afin de permettre au lecteur d'avoir plus facilement accès aux équations directement implémentées dans les modèles.

On peut considérer la dynamique des particules au sein de la lame d'eau au travers de la conservation de la masse :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(uC)}{\partial x} + \frac{\partial(vC)}{\partial y} + \frac{\partial(wC)}{\partial z} = 0 \quad (2.15)$$

où :

- $C$  représente la concentration de sédiments en suspension ( $\text{g.l}^{-1}$ ),
- $u$ ,  $v$  et  $w$  représentent les trois composantes de la vitesse de la particule de sédiment, respectivement selon  $x, y$  et  $z$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ).

Dans le cas d'un écoulement stationnaire ( $\frac{\partial C}{\partial t} = 0$ ), uniforme selon  $x$  et  $y$  ( $\frac{\partial C}{\partial x} = 0$  et  $\frac{\partial C}{\partial y} = 0$ ), il ne reste plus dans l'équation (2.15) que :

$$\frac{\partial(wC)}{\partial z} = 0 \quad (2.16)$$

En considérant que l'écoulement est turbulent, on pose :

$$\begin{aligned} C &= \langle C \rangle + C' \\ w &= \langle w \rangle + w' \end{aligned}$$

où :

- $\langle C \rangle$  et  $\langle w \rangle$  désignent respectivement la moyenne temporelle de la concentration et de la vitesse verticale ( $\text{g.l}^{-1}$  et  $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $C'$  et  $w'$  désignent respectivement les fluctuations turbulentes de concentration et de vitesse ( $\text{g.l}^{-1}$  et  $\text{m.s}^{-1}$ ).

Avec cette convention, on peut montrer que l'équation (2.16) se ramène, en moyenne temporelle, à :

$$w_s \frac{\partial C}{\partial z} = - \frac{\langle C w'_f \rangle}{\partial z} \quad (2.17)$$

où :

- $w_s$  est la vitesse de chute de la particule de sédiment ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $w'_f$  représente les fluctuations turbulentes de vitesse verticale du fluide ( $\text{m.s}^{-1}$ ).

En réalité, il est difficile d'obtenir le terme de droite de l'équation (2.17). Il est en conséquence souvent paramétrisé sous la forme :

$$\langle w' C \rangle = K_s \frac{\partial C}{\partial z} \quad (2.18)$$

où  $K_s$  est la diffusivité turbulente ( $\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$ ). En d'autres termes, on suppose que les variations turbulentes moyennes de concentration peuvent être représentées par un gradient de concentration. Dans la théorie de Rouse, on suppose que la représentation de  $K_s$  est de forme parabolique, soit :

$$K_s = \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (2.19)$$

où :

- $\kappa$  est la « constante » de Von Kármán. Elle est souvent prise égale à 0.40, mais est en fait dépendante de la concentration (Le Bouteiller, 2011),
- le rapport  $z/h$  est la hauteur relative au-dessus du lit.

En introduisant dans l'équation (2.18) la paramétrisation proposée en (2.19), puis en intégrant sur la verticale (i.e sur la colonne d'eau), on obtient la formulation du profil de Rouse :

$$\frac{C}{C_{\text{ref}}} = \left[ \frac{z(h - z_{\text{ref}})}{z_{\text{ref}}(h - z)} \right]^{-\text{Rou}} \quad (2.20)$$

où :

- $C_{\text{ref}}$  est la concentration en sédiment à une hauteur de référence ( $\text{g.l}^{-1}$ ),
- $z_{\text{ref}}$  est la hauteur de référence dans la lame d'eau (m),
- $\text{Rou} = w_s / \kappa u_*$  est le nombre de Rouse. Il définit la capacité de l'écoulement (via le dénominateur) à maintenir les sédiments (décrits via leur vitesse de chute par le numérateur) en suspension. Des limites de ce nombre ont été fixées pour définir si les sédiments sont plutôt transportés comme charge de fond ou suspension.

Ce profil est souvent cité dans les études de profils de suspension, jusque dans des articles très récents (Bouchez *et al.*, 2011). Notons que dans sa formulation, la vitesse de chute joue un rôle central via le nombre de Rouse. Cette variable est centrale dans toute approche déterministe, mais est pourtant difficilement caractérisée. Le profil de Rouse est à ce titre contraignant et intéressant : il signifie d'abord qu'une caractérisation représentative de la vitesse de chute et de mesures de concentration à une hauteur de référence permet d'établir le profil théorique sur la colonne d'eau. Or les mesures de suspension sur la profondeur et la largeur de la rivière sont difficiles à obtenir, notamment du fait de l'évolution temporelle de la concentration au cours de la mesure. Ce profil permet d'extrapoler quelques mesures pour des estimations de flux théoriquement plus précises. Cependant établir ce profil nécessite de renseigner la vitesse de chute. On peut toutefois raisonner de manière inverse. En se plaçant dans un cadre où les hypothèses posées pour établir le profil sont vérifiées, et sachant que les mesures de concentration en rivière sont aujourd'hui presque faites en routine, alors à partir de simples mesures de concentration, ce profil permet de remonter à une vitesse de chute théorique, sans passer par une instrumentation « lourde » de granulométrie laser *in situ* tel un LISST (Mikkelsen *et al.*, 2005) par exemple. Elle permet aussi de s'affranchir de potentielles limitations des dits instruments, telles que celles rencontrées à très forte concentration.

Quoiqu'il en soit, on retiendra en particulier que la vitesse de chute est une variable centrale pour cerner la dynamique des particules en suspension. Sa quantification est toutefois encore malaisée aujourd'hui.

### 2.2.3 Détermination de la vitesse de chute

#### 2.2.3.1 Cas idéal - Loi de Stokes et frottements

La chute d'une sphère dans un fluide au repos peut se décrire par l'équilibre entre force de gravité et forces de frottements, soit :

$$(\rho_s - \rho_e)g \frac{\pi d^3}{6} = C_D \frac{\pi d^2 \rho_e w_s^2}{8} \quad (2.21)$$

où :

- $\rho_s$  et  $\rho_e$  sont la masse volumique de la sphère et celle de l'eau, respectivement ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),
- $g$  est l'accélération de la gravité ( $\text{m.s}^{-2}$ ),
- $w_s$  est la vitesse de chute de la particule ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $C_D$  est le coefficient de frottement de la particule (sans dimensions).

On peut déduire de l'équation (2.21) la vitesse de chute de la sphère. Le coefficient de frottement  $C_D$  est dépendant du régime de l'écoulement, donc du nombre de Reynolds (Fig. 2.19). Il est donc usuel d'employer dans la formulation de la vitesse de chute le nombre de Reynolds  $Re = \frac{w_s \cdot d}{\nu}$ . On obtient alors :

$$w_s = \frac{1}{C_D Re} \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} \frac{g d}{\nu} \quad (2.22)$$

La valeur de  $C_D$  est retrouvée à partir de la figure 2.19. On distingue généralement trois cas,

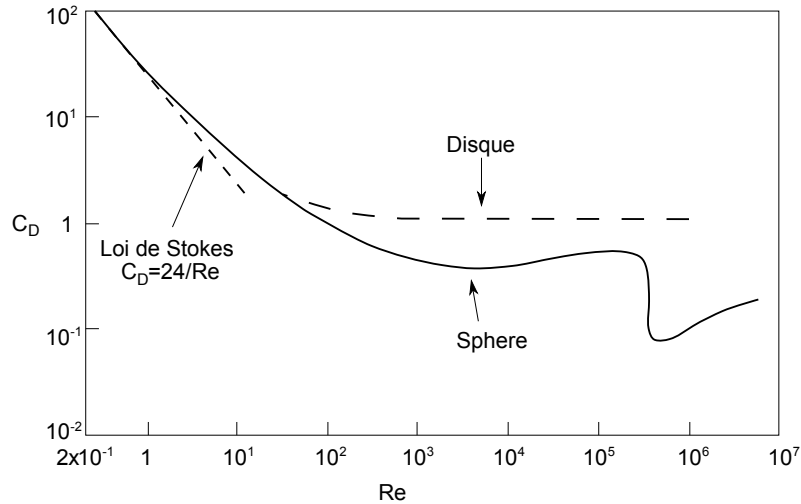


FIG. 2.19 – Coefficient  $C_D$  en fonction du nombre de Reynolds. D'après Mano (2008).

délimités par des nombres de Reynolds arbitraires :

- si  $Re < 0.4$ , on est en régime laminaire et  $C_D = 24/Re$  et l'on retrouve alors la classique formule de la vitesse de chute :  $w_s = \frac{1}{18\nu} \frac{\Delta\rho}{\rho_e} g d^2$ ,
- si  $0.4 < Re < 10^3$ , une formule empirique est utilisée pour retrouver le coefficient de frottement :  $C_D = \frac{24}{Re} \left(1 + \frac{3}{16} Re\right)$ ,
- si  $Re > 10^3$ , on est en régime turbulent. Le coefficient de frottement est indépendant du nombre de Reynolds :  $C_D = 0.45$ .



### 2.2.3.2 Mise en défaut de la loi de Stokes

Deux points particulièrement importants viennent mettre en défaut la conceptualisation développée ci-dessus. La première est la notion de concentration en particule. La vitesse de chute d'une particule isolée est en effet peu représentative de celle d'une population de particules. La concentration en suspension est un paramètre important à prendre en compte. Plus il va être élevé, plus les particules vont entrer en interactions et faire dévier le comportement de la suspension de celui d'une sphère. Chien et Zhaohui (1999) (cités par Mano (2008)) ont ainsi établi en laboratoire une expression de la vitesse de chute différente entre faible et forte concentration. La vitesse de chute de la suspension est exprimée en fonction de celle des particules isolées et de la concentration élevée à la puissance  $1/3$  dans le premier cas, alors que dans le deuxième cas la concentration est élevée au carré. La viscosité de la suspension rentre également dans le calcul de la vitesse de chute. Elle est également liée à la concentration. Cet effet de la concentration a été observé et conceptualisé notamment en milieu estuarien. Ainsi, Gratiot (2010) rappelle que le calcul du flux de chute en sédiments  $\phi$  ( $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) doit être considéré en fonction de la concentration en particules (Fig. 2.20). Dans le cas de milieux assez peu concentrés (jusqu'à environ 1

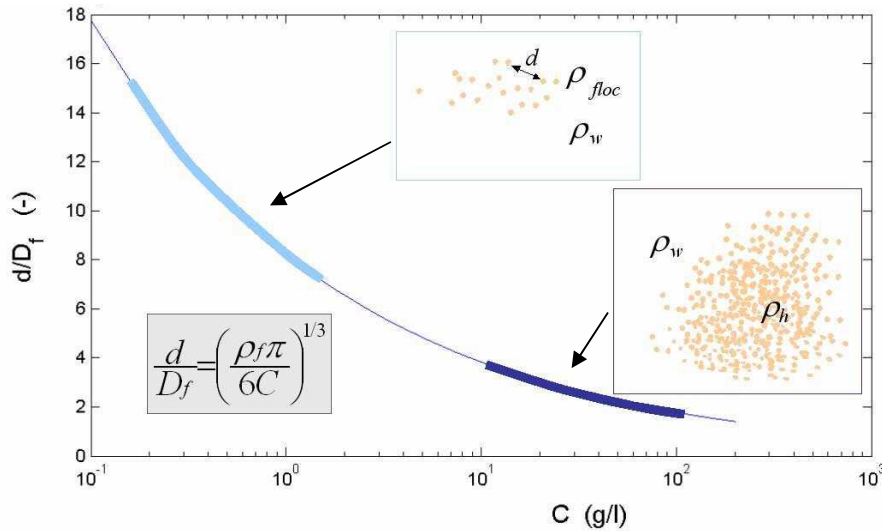


FIG. 2.20 – Effet de la concentration (représentée ici via la distance inter particules) sur la conceptualisation du milieu. La ligne bleue cyan délimite le domaine de faible concentration, tandis que la ligne bleue foncée est celle des domaines de forte concentration. D'après Gratiot (2010).

$\text{g.L}^{-1}$ ), le flux de chute est calculé comme la somme des vitesses de chutes individuelles :

$$\phi = \int_0^\infty w_s(D) \rho_s \frac{\pi D^3}{6V} (1-p) n(D) dD \quad (2.23)$$

où  $p$  est la porosité. Dans le cas de milieux fortement concentrés (à partir d'environ  $10 \text{ g.L}^{-1}$ ) ils sont considérés par une approche massique où l'on considère une vitesse de chute représentative que l'on applique à la concentration :

$$\phi = w_s \times C \quad (2.24)$$

La détermination de la vitesse de chute est compliquée par le fait que celle-ci est dépendante de la concentration. En effet, passé un certain seuil, on passe d'un régime de chute libre à un régime de chute dit « entravé ». Ce dernier doit son nom au fait que les particules s'enchevêtrent et forment un réseau qui limite la propagation de la turbulence dans la colonne d'eau. Ces deux régimes ont été mis en évidence lors d'expériences de laboratoires telles que celles menées par Gratiot *et al.* (2005) (Fig. 2.21). Il se crée alors dans l'écoulement une limite physique nommée luthocline. Des études de la vitesse de chute des particules fortement cohésives et de l'entrave-ment ont été effectuées par Michallet et Mory (2004) et Winterwerp *et al.* (2006) par exemple. De manière générale, ces études sont gouvernées par la théorie élaborée par Kynch (1952) et développée plus tard par Kranenburg (1992). Ces travaux sont encore d'actualité puisque Dankers et Winterwerp (2007) ont récemment rappelé et élargi cette théorie. Ainsi, les effets concentrations

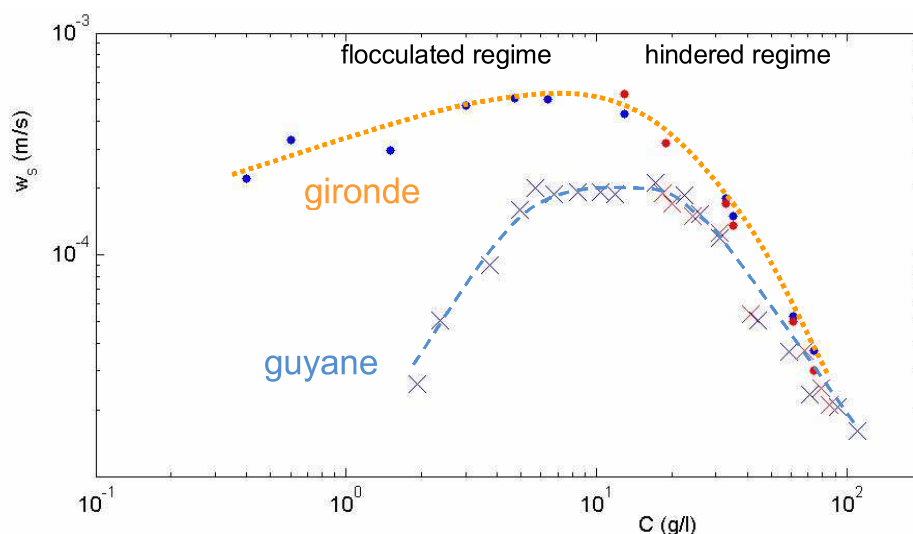


FIG. 2.21 – Effet du type de matériaux et de la concentration en particules sur la vitesse de chute. Les termes « flocculated regime » et « hindered regime » se réfèrent à un régime dont la dynamique est dominée par les effets de floculation et de chute entravée à forte concentration, respectivement. La vase de Gironde contient moins de matière organique que la vase de Guyane. D'après Gratiot (2010).

sont importants à considérer dans la dynamique des matériaux en suspension. Ils sont cependant usuellement négligés dans les études en grandes rivières. Cette hypothèse de travail est justifiée puisque dans les études correspondantes, ces hydrosystèmes ne montrent pas de concentration largement supérieures au gramme par litre. Elle n'est en revanche pas correcte dans le cas de bassins versants de tête, au sein desquels la concentration peut dépasser la dizaine voir la centaine de grammes par litre (Navratil *et al.*, 2011).

Le deuxième point important qui met en défaut la description de la vitesse de chute par la loi de Stokes vient des hypothèses de base de cette loi : on suppose les particules sphériques et imperméables. On suppose de plus l'indépendance de la masse volumique des agrégats et de leur taille. En effet, dans la loi de Stokes,  $\rho$  n'est pas  $\rho(d)$ . Or des observations de laboratoire et de terrain ont montré que ces hypothèses n'étaient pas justifiées dans le cas d'agrégats et de flocs. Ceci est dû à la structure particulière de ces particules.

### 2.2.4 Les flocs de rivière : structure et implication pour la physique du transport

Dans un article synthétique, Droppo (2001) rapproche les conceptualisations existantes des flocs en milieu estuarien et en rivière. Il présente les flocs comme des entités complexes, qui se présentent sous la forme d'une matrice minérale et organique largement poreuse, remplie d'eau. De par leur nature composite, l'augmentation de la taille de ces entités se fait par agrégation de matériaux supplémentaires, soit organique soit minéral. Ceci est reflété par le lien fort entre le degré d'agrégation et la taille agrégée des flocs mesuré par Phillips et Walling (2005). La croissance des flocs se fait par agrégation progressive. Ainsi, dans les premiers temps de l'agrégation, la masse volumique des flocs va très vite chuter en s'éloignant de celles des particules élémentaires, tandis que la porosité va augmenter pour atteindre des valeurs de l'ordre de 90 %. En conséquence, la densité et donc la vitesse de chute des flocs va être fortement modifiée. En effet, masse volumique des flocs  $\rho_f$  et porosité  $\varepsilon$  sont intimement liées, par exemple selon la relation proposée par Li et Ganczarczyk (1987) :

$$\varepsilon = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_s - \rho_w} \quad (2.25)$$

Pour prendre en compte la porosité croissante des flocs avec leur taille, leur masse volumique a été exprimée en fonction de leur taille par Lau et Krishnappan (1997) selon l'équation :

$$\rho_{\text{floc}} - \rho_{\text{eau}} = (\rho_p - \rho_{\text{eau}})e^{-aD^b} \quad (2.26)$$

où  $a$  et  $b$  sont des constantes à déterminer empiriquement,  $D$  le diamètre des flocs et  $\rho_p$  la masse volumique des particules élémentaires. La loi de Stokes peut ainsi être modifiée à l'aide de la formule (2.26).

Ces transformations de la structure des flocs ont été étudiées en rivière. En conséquence, on pense que ces processus sont intimement liés à la vie des agrégats dans l'écoulement et lors des phases de sédimentation dans le lit de la rivière. Ce raisonnement laisse à penser qu'une différence dans la structure des agrégats érodés depuis les versants et les flocs de rivière existe. Une tentative de différenciation a été effectuée par Droppo *et al.* (2005). Ces auteurs calculent différents indices morphométriques des agrégats par imagerie. Parmi ces indices, la sphéricité et la dimension fractale sont utilisées. Les auteurs montrent des différences entre agrégats de versants et flocs de rivière (Fig. 2.22). Ces différences de structures sont importantes à considérer, car elles impactent la dynamique des agrégats dans la lame d'eau. En ce sens, Petticrew (2005) montre le changement induit dans la relation entre masse volumique et taille des particules pour des populations « identifiées visuellement » comme étant des flocs et celles identifiées comme des particules compactes, qu'elle suggère être des agrégats.

La déconnexion entre la taille agrégée et la taille des particules minérales élémentaires présentée par Phillips et Walling (2005) tendrait, elle, à souligner le rôle prédominant de la structure organique des flocs de rivière. En plus de son influence sur la structure des flocs, la présence de matière organique a d'autres conséquences non négligeables. Phillips et Walling (1995) montrent ainsi que mesurer en laboratoire la taille des échantillons prélevés en rivière plutôt qu'*in situ*

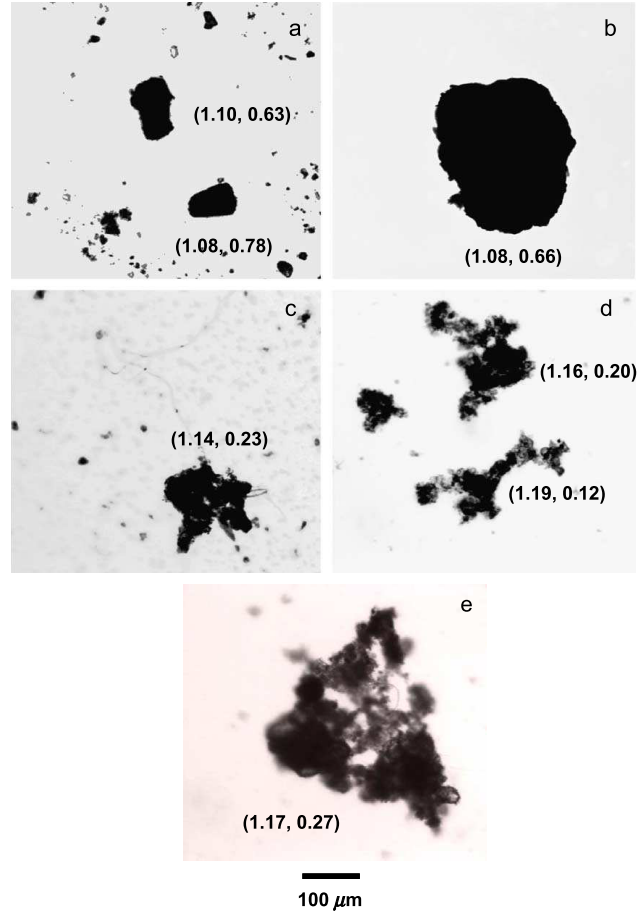


FIG. 2.22 – Image de microscope d’agrégats de sols (a et b), de floes de rivière (c et d) et érodés du lit (e). Les nombres entre parenthèses représentent la dimension fractale et la sphéricité des particules, respectivement à gauche et à droite. D’après Droppo *et al.* (2005).

génère une modification de la taille mesurée. Ils attribuent ces différences à de la floculation qui se produirait dans les flacons après prélèvement. De manière générale, Droppo (2009) montre que lorsque les floes résident un certain temps dans le lit, ce dernier a tendance à se stabiliser sous l’effet du développement microbologique. Ce développement se traduit par la nécessité d’appliquer des cisaillements plus importants sur le lit pour l’éroder. D’autre part, les floes générés par érosion du lit soumis à un tel développement microbologique présentent des tailles plus importantes, confirmant l’effet du développement de biofilm non seulement sur la stabilité du lit, mais aussi sur la résistance au cisaillement des particules individuelles. Ces résultats sont en accord avec ceux présentés par Garcia-Aragon *et al.* (2011). Ces auteurs utilisent des sédiments collectés dans le lit d’une rivière. A l’aide d’expériences en canal circulaire (semblables à celles présentées au cours du chapitre 5 de ce manuscrit), ils montrent que laisser les sédiments séjourner dans un lit pendant une semaine augmente sensiblement la taille des floes érodés. Les sédiments utilisés initialement ont des diamètres médians de l’ordre de  $40\ \mu\text{m}$ , tandis que ceux érodés après avoir séjourné sept jours dans un lit dans le canal sont de l’ordre de  $100\ \mu\text{m}$ . De la même manière, le cisaillement critique nécessaire pour éroder le lit est environ 1.5 fois plus important (0.26 Pa contre 0.16 Pa pour l’érosion de la couche superficielle des sédiments, 0.32 Pa contre 0.21 Pa pour l’incision du lit) quand les sédiments ont séjourné sept jours dans le lit. Les

mêmes comportements sont observés par Lau *et al.* (2001) et Stone *et al.* (2008) et soulignent l'importance de la biologie dans les caractéristiques du lit et des sédiments (stabilité du lit, taille, résistance, densité des particules).

Ces différences dans la stabilité des lits sont dues à des effets de consolidation et de biostabilisation. Au vu des processus que nous venons de décrire, la différenciation entre matériaux cohésifs et non cohésifs au sein de la suspension est primordiale. On a tendance à observer de plus en plus largement la présence de matériaux cohésifs en rivière. Droppo et Ongley (1994) montraient ainsi que dans certaines rivières canadiennes plus de 90 % des matériaux en transit étaient des matériaux cohésifs. Ils appuient ainsi la nécessité d'étudier de tels matériaux. Ils sont en ce sens rejoints par des études faites dans d'autres rivières au Canada, en Angleterre et au Brésil (respectivement Petticrew (2005) ; Phillips et Walling (2005) ; Williams *et al.* (2008) et Bouchez *et al.* (2011)). Le comportement cohésif des matériaux est intimement lié à la proportion en matériaux fins tels les argiles (du fait de forces électrochimiques) et en matière organique. Ces processus seront décrits dans la section suivante. Nous ne sommes cependant pas encore au clair aujourd'hui quant à la nécessité de considérer ces comportements sur les versants et/ou dans les bassins versants de tête.

## 2.3 Mécanismes connus de la dynamique des particules en grandes rivières et estuaires

### 2.3.1 Introduction - Rapprochement avec le travail de thèse

Les études auxquelles nous allons porter attention ont été principalement menées dans des milieux maritimes ou au cours d'études de laboratoires visant à étudier la dynamique de ces milieux. Or ce manuscrit de thèse se focalise sur des processus de versant et de petite rivière. S'intéresser à tous les niveaux du continuum est cependant une démarche qui nous est apparue fondamentale pour mieux cerner notre étude. Les mêmes processus peuvent être impliqués depuis les rivières jusqu'aux estuaires. Il s'agit cependant de savoir dans quelles proportions certains mécanismes vont dominer les autres, comme souligné par Droppo (2005). On assiste depuis un certain temps à un transfert des méthodes d'analyse et des questions scientifiques depuis l'aval vers l'amont. Ainsi, les appareils de mesure *in situ* de la granulométrie des particules tel le LISST, couramment utilisés en milieu estuarien (Mikkelsen et Pejrup, 2001), n'ont été utilisés en rivière que plusieurs années plus tard (Thonon *et al.*, 2005). De même, la question de l'importance relative des différentes caractéristiques des particules (taille, masse volumique, porosité, forme) sur la vitesse de chute n'a été que récemment étudiée en rivière (Williams *et al.*, 2008). A notre connaissance, peu d'études se sont intéressées au rapprochement des conceptualisations faites dans les bassins de tête et les milieux situés plus en aval du continuum. Il nous est donc paru pertinent de nous intéresser également aux études faites à la fois sur la structure et sur la dynamique des particules dans les milieux estuariens et de plaines.

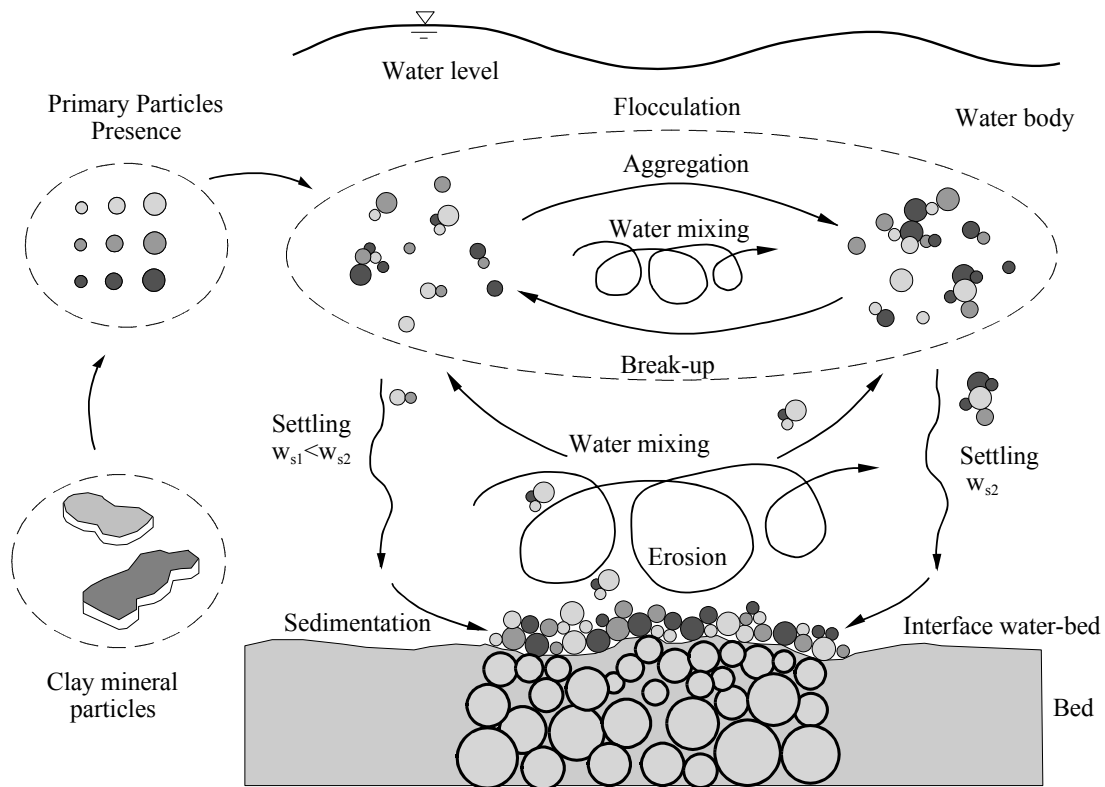


FIG. 2.23 – Conceptualisation de la dynamique des particules dans la lame d’eau. D’après Maggi (2005).

### 2.3.2 Conceptualisation générale

Les particules fines sont considérées comme extrêmement dynamiques dans la lame d’eau, que ce soit dans les milieux estuariens (Dyer, 1989; Maggi, 2005; Mietta, 2010) ou dans les grandes rivières de plaine (Droppo, 2004). De manière générale, la dynamique des particules dans la lame d’eau est conceptualisée comme une interaction permanente entre les particules, l’écoulement et le lit (Fig. 2.23). Les particules en elles-mêmes sont des composites minéraux et organiques complexes. Cette structure organique impacte les capacités d’adsorption des floes ainsi que leurs surfaces, ce qui peut potentiellement influencer les interactions particules-particules. Elle influence également les interactions fluide-particules via la modification de comportement des particules face au cisaillement du fluide. Enfin, elle va également avoir des effets sur les interactions ions-particules via la modification de la structure et de la charge de celles-ci. Cependant, très peu d’études quantitatives se sont jusqu’à aujourd’hui intéressées à ces effets sur les mécanismes de floculation. Dans cette partie, nous nous contenterons donc de discuter les interactions entre particules, et leurs comportements face au fluide. Nous porterons une rapide attention aux mécanismes fondamentaux de la floculation, puis décrirons la conceptualisation de ces entités dans un second temps.

### 2.3.3 Mécanismes de floculation et désagrégation

#### 2.3.3.1 Forces électrochimiques

Les caractéristiques physico-chimiques du milieu sont importantes à considérer dans les phénomènes d'agrégation. Lorsqu'elles sont immergées dans un liquide, les particules vont se charger suite à une dissociation d'ions à leur surface. Ce phénomène crée ce que l'on appelle une double couche électrique. Elle désigne la combinaison de la charge de surface et d'ions attirés à la surface via les forces de Coulomb. La charge de surface est quantifiée à l'aide du potentiel zeta. C'est un indicateur de l'interaction entre ions dissous en solution et particules. Une diminution du pH et une augmentation de la force ionique diminuent la valeur du potentiel zeta (Tombacz et Szekeres, 2006; Chassagne *et al.*, 2009).

On distingue dans la floculation les interactions ions-particules et les interactions particules-particules. Les électrolytes, responsables de l'ionisation et de la conductivité de la solution, peuvent réagir avec la surface des particules, ce qui va modifier leurs charges de surface, influençant ainsi l'agrégation. Sposito (1989) (cité par Mietta (2010)) montrait que plus la valence des ions dissous était forte, plus ceux-ci étaient susceptibles de réagir avec la partie minérale des floes. Celle-ci est principalement constituée de limons et d'argiles, éventuellement de sables. Les argiles les plus communes dans les environnements marins sont les kaolinites, illites, montmorillonites, chlorites et smectites (Mietta, 2010). Ces particules élémentaires présentent de larges surfaces spécifiques et des charges négatives dans les suspensions. Ces caractéristiques les rendent susceptibles de s'agréger sous l'effet de forces électrochimiques. Les forces en jeu sont :

- les forces de Coulomb qui sont des forces électriques entre particules chargées électriquement (Tombacz et Szekeres, 2006),
- les forces d'attraction inter atomiques (ou moléculaires) de Van der Waals. Elles rentrent en jeu quand les électrolytes présents en solution neutralisent les charges des particules élémentaires. La répulsion électrostatique qui s'exerçait alors entre particules est affaiblie et permet la floculation due à ces forces faibles (Tombacz et Szekeres, 2006),
- les pontages entre particules par des chaînes polymériques (Li *et al.*, 2006).

L'influence des conditions ioniques et du pH sur l'agrégation de plaquettes d'argile a été étudiée par Tombacz et Szekeres (2006). Ils résument ces effets sous la forme du schéma présenté en figure 2.24. Quand le pH et la force ionique sont faibles (cas ③), les particules sont chargées sur les bords. Cet effet a été observé par Tombacz et Szekeres (2004) du fait d'interactions spécifiques des bords avec les ions  $H^+$ . L'agrégation est permise par les forces de Coulomb. Quand le pH est augmenté (cas ④), autrement dit quand la concentration en ions  $H^+$  est plus faible, les différences de charges sont moins prononcées. Ce cas de figure est défavorable à la floculation. Cependant, si la force ionique est augmentée (cas ①), la double couche électrique se comprime. Le potentiel zeta est réduit. L'interaction entre ions dissous et particules est diminuée, les forces de Van Der Waals permettent alors la floculation. Finalement, passer de cet état à un autre dans lequel le pH est moindre (cas ②) permet à la fois la floculation par les forces de Van Der Waals (par neutralisation des charges de surface) et les forces de Coulomb.

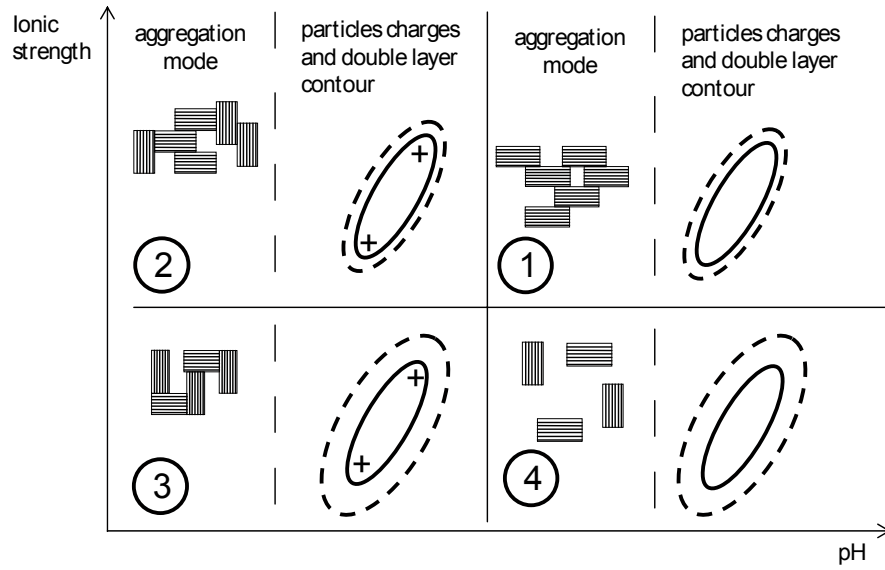


FIG. 2.24 – Schéma de l'interaction entre des particules de kaolinite, forces ioniques et pH du milieu. La ligne en continu représente la particule, entourée de sa double couche électrique, en pointillé. D'après Mietta (2010).

### 2.3.3.2 Forces physiques et modélisation

En suspension dans la lame d'eau, les floes sont soumis à la turbulence de l'écoulement. Celle-ci a trois effets : elle s'oppose à la chute des particules dans la lame d'eau, facilite les collisions inter particules donc la floculation ou la désaggrégation, et crée du cisaillement sur les floes, participant ainsi à leur rupture. Les modèles de floculation se basent généralement sur deux équations phares. La première décrit l'advection du terme de concentration sous la forme :

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} + w_k \frac{\partial C_k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) \quad (2.27)$$

où :

- $C_k$  est la concentration en particules au sein de la classe  $k$  ( $\text{g.l}^{-1}$ ),
- $w_k$  est la vitesse de chute de la classe  $k$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $D$  est un coefficient de diffusion turbulente ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ).

La description des processus de floculation se fait quant à elle généralement sur la base de la théorie proposée par Smoluchowski (1917) (cité par Atkinson *et al.* (2005)). Elle décrit l'évolution du nombre de particules de selon l'équation suivante :

$$\frac{d(n_k)}{dt} = \underbrace{\frac{1}{2} \alpha \sum_{i+j=k} \beta(i, j) n_i n_j}_{\text{Formation dans la classe } k} - \underbrace{n_k \alpha \sum_{i=1}^{\infty} \beta(i, k) n_i}_{\text{Perte dans la classe } k} \quad (2.28)$$

où :

- $n_k$  est le nombre d'agrégats dans la classe  $k$ ,



- $\alpha$  est l'efficacité de la collision,
- $\beta(i, j)$  est la fonction de fréquence de collision.

Les mécanismes d'agréations sont représentés dans ce genre de modèle par la fonction  $\beta$ . Les trois grands mécanismes régissant la dynamique des floes dans la suspension sont souvent considérés comme étant (i) le mouvement Brownien des particules, (ii) le mouvement de la masse d'eau et (iii) le dépôt sélectif. Ces trois termes, respectivement notés  $\beta_b$ ,  $\beta_{sh}$ ,  $\beta_{ds}$  sont décrits comme (Krishnapan et Marsalek, 2005; Maggi, 2005) :

$$\beta_b(r_i, r_j) = \frac{2}{3} \frac{kT}{\mu} \frac{(r_i + r_j)^2}{r_i r_j} \quad (2.29)$$

$$\beta_{sh}(r_i, r_j) = \frac{4}{3} \left( \frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{0.5} (r_i + r_j)^3 \quad (2.30)$$

$$\beta_{ds}(r_i, r_j) = \frac{2}{9} \frac{\pi g}{\nu} \left( \frac{\rho_f - \rho}{\rho} \right) (r_i + r_j)^2 abs(r_i^2 - r_j^2) \quad (2.31)$$

où :

- $k$  est la constante de Boltzmann (J.K<sup>-1</sup>),
- $T$  est la température (K),
- $\nu$  est la viscosité cinématique du fluide (m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>) ou sa viscosité dynamique  $\mu$  ( $\nu = \mu/\rho$ , en kg.m<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>),
- $\varepsilon$  est la dissipation d'énergie turbulente par unité de masse (N.m.s<sup>-1</sup>.kg<sup>-1</sup>),
- $r$  est le rayon des particules (m).

A ces trois grands mécanismes s'ajoute parfois l'inertie des particules dans un écoulement turbulent (Krishnapan et Marsalek, 2005).

La dynamique de la floculation est gouvernée par l'équation (2.28), dont les mécanismes sont décrits par les équations (2.29) à (2.31). Ce raisonnement tend à montrer qu'à partir de la seule caractérisation de l'écoulement, et de la calibration du terme  $\alpha$  les phénomènes de floculation peuvent être modélisés. On notera que la seule caractéristique des floes retenue est leur taille.

## 2.3.4 Structure et dynamique des floes

### 2.3.4.1 Conceptualisation et modélisation

Les modélisations et les concepts que nous venons de décrire sont principalement centrés sur une description des particules élémentaires comme étant des plaquettes d'argiles, et les agrégats comme un assemblage de particules élémentaires. C'est ce que nous apprennent les équations (2.29) à (2.31) et c'est comme cela que Maggi (2005) schématise les particules (Fig. 2.23). Cependant, il a été montré en milieu naturel que les floes sont d'une nature bien plus complexe (comme décrit dans la section 2.2.4). Ces considérations sont importantes, car elles ont des conséquences sur la dynamique des particules. La complexité de la structure des floes a été mathématiquement décrite par la notion de dimension fractale. Elle définit le nombre de particules

élémentaires  $N_p$  dans un flocc comme :

$$N_p = \left( \frac{L}{L_p} \right)^{d_c} \quad (2.32)$$

où :

- $d_c$  est la dimension fractale,
- $L$  est la longueur caractéristique du plus petit carré circonscrivant le flocc,
- $L_p$  est équivalent à  $L$  pour les particules élémentaires.

Atkinson *et al.* (2005) montrent que la masse volumique d'un flocc  $\rho_f$  est reliée à celle de ses particules primaires  $\rho_p$  par une relation du type :

$$\rho_f = \rho_p \alpha \left( \frac{L}{L_p} \right)^{d_c - 3} \quad (2.33)$$

Winterwerp (1999) (cité par Mietta (2010)) montre que la dimension fractale de floccs d'estuaires est comprise entre 1.7 et 2.3. La conséquence directe de la relation (2.33) est que les floccs dont la dimension fractale est inférieure à 3 sont des particules poreuses. En conséquence, la loi de Stokes ne leur est théoriquement pas applicable. Ce résultat a également été démontré en rivière (Petticrew, 2005). Dans une optique de modélisation, Winterwerp (1999) étend le modèle de Smoluchowski pour prendre explicitement en compte la dimension fractale des floccs sous la forme :

$$w_s = \frac{a_w}{18b_w} \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{\mu} L_p^{3-d_c} \frac{L^{d_c-1}}{1 + 0.15Re^{0.687}} \quad (2.34)$$

où :

- $a_w$  et  $b_w$  sont deux paramètres de forme (sans dimension),
- $Re$  est le nombre de Reynolds de particules (sans dimension).

La revue bibliographique menée par Maggi (2005) nous apprend que dans les milieux naturels, la forme des particules nous renseigne sur leurs mécanismes de formation. Ainsi, les floccs mesurés en laboratoire lors d'expériences impliquant du dépôt sélectif présentent des formes de croissant ou de « comète », comme montré respectivement par Lick *et al.* (1993) ou Manning *et al.* (2006). Des mesures dans des masses d'eaux profondes de l'océan ont montré que sous faible cisaillements par l'écoulement, les floccs seraient plutôt sous la forme de chaînes allongées (Wells et Goldberg, 1993). Enfin, dans des expériences en milieu estuarien Van Leusen (1994) auraient montré que les floccs seraient plutôt sphériques, dans des conditions où le cisaillement est plus important que dans les deux milieux cités précédemment.

### 2.3.5 Notion de temps d'équilibre

Dyer proposait en 1989 déjà un schéma décrivant l'équilibre entre taille des floccs, turbulence de l'écoulement et concentration (Fig. 2.25). L'augmentation de l'agitation de l'écoulement (représenté via le cisaillement) provoque dans un premier temps l'augmentation de la fréquence de collision. La floculation est alors favorisée, la taille des floccs augmente. Lorsque les taux de cisaillement augmentent encore, ils dépassent la résistance des floccs qui sont alors disloqués. La taille des floccs diminue alors. De la même façon, l'augmentation de la concentration favorise dans

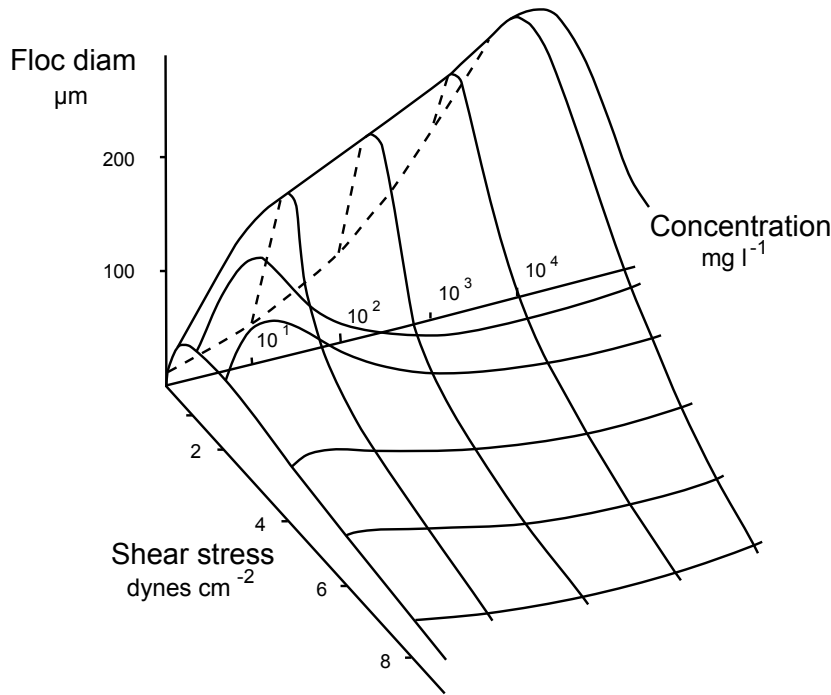


FIG. 2.25 – Evolution de la taille des flocs en fonction du niveau de cisaillement dans l'écoulement et de sa concentration. D'après Dyer (1989).

un premier temps les collisions et donc la floculation, puis favorise la rupture des flocs du fait de l'augmentation des collisions inter particules. Ce schéma suggère que la taille des flocs est fortement influencée par les caractéristiques de la colonne d'eau. Elle est d'autre part le résultat d'un équilibre dynamique, qui n'est atteint qu'au bout d'un certain temps dans des conditions données dans la lame d'eau. Les particules ne se mettent pas immédiatement à l'équilibre avec les conditions du milieu. Cet équilibre est bien résumé par le schéma proposé par Maggi (2005) (Fig. 2.26). He *et al.* (2012) ont confirmé en laboratoire l'existence de ce temps de relaxation, ainsi que celle d'oscillations autour de la position d'équilibre de la taille des particules, soulignant leur caractère hautement dynamique. Ceci souligne l'intérêt de variables macroscopiques susceptibles de décrire la turbulence de l'écoulement. C'est le rôle du terme  $\varepsilon$  présent dans l'équation (2.30). Il lui est cependant souvent préféré dans la littérature (Manning, 2004; Manning *et al.*, 2004; Gratiot *et al.*, 2005; Jarvis *et al.*, 2005; Droppo *et al.*, 2008) le paramètre de dissipation  $G$  ( $s^{-1}$ ), défini comme :

$$G = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\nu}} \quad (2.35)$$

Ce choix est probablement dû à une facilité d'interprétation,  $G$  pouvant être assimilé à un gradient de vitesse dans la colonne d'eau, de par son unité.

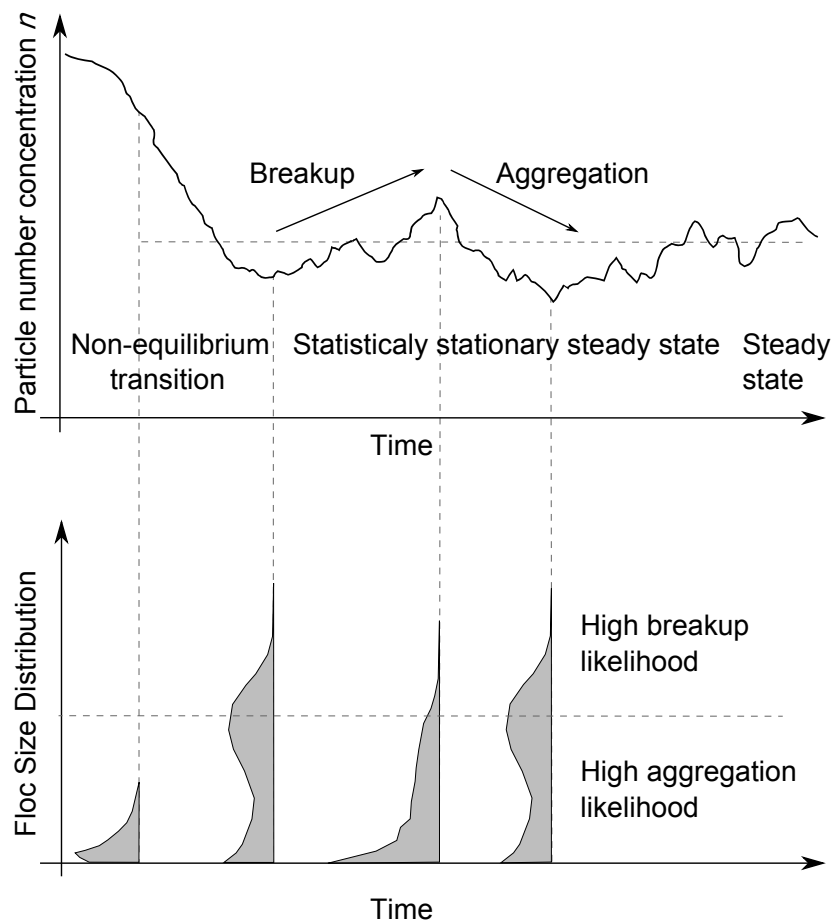


FIG. 2.26 – Illustration de l'évolution du nombre des particules dans le temps à un niveau de turbulence donné dans l'écoulement. D'après Maggi (2005).

## 2.4 Modélisation numérique

Les processus évoqués dans la revue bibliographique ont donné lieu à différentes méthodes et paramétrisations de modélisation du transport solide. Nous ferons ici une rapide revue des modélisations actuellement utilisées. N'estimant pas avoir le recul nécessaire à un tel travail, le but n'est pas une description exhaustive des modélisations existantes, mais plutôt de souligner les manques qu'il nous semble important d'aborder dans le cadre de ce travail de thèse.

### 2.4.1 Modélisations statistiques et empiriques

La première façon d'aborder la modélisation des flux sur les versants, et plus généralement le long du continuum versant-rivière consiste à identifier une ou plusieurs variables présentant la meilleure corrélation avec les masses de particules en transit à l'exutoire, et à effectuer une régression simple ou multiple à l'aide de ces variables. Cette méthode intègre par nature tous les processus, de production et de transport, à l'œuvre en amont du point de mesure. Cette démarche est simple d'utilisation mais nécessite une grande quantité de mesures. Un nombre représentatif d'événements extrêmes doit également avoir été échantillonné lors des mesures afin

de minimiser le plus possible les extrapolations lors de telles démarches. Elle ne permet en revanche pas une compréhension des processus de production et de transport des particules, et est mise en défaut dès lors que les conditions changent dans le système (forçage et occupation des sols par exemple). Elle a cependant montré une bonne capacité à reproduire les quantités de particules observées (Serrat *et al.*, 2001; Duvert *et al.*, 2012). C'est dans cet état d'esprit que des équations telles l'Universal Soil Loss Equation ou USLE (Wischmeier et Smith, 1987), ou ses adaptations Revised USLE - RUSLE (Renard *et al.*, 1991) ou Modified USLE - MUSLE (Kinnell et Risse, 1998), ont été développées. Elles se basent sur de grands jeux de données acquis sur des placettes expérimentales. La perte en terre est alors exprimée selon un certain nombre de paramètres (6 dans l'USLE) supposés contrôler les pertes en sols. Ils représentent des variables physiques, comme l'érosivité de la pluie, l'érodibilité des sols, la pente, le couvert végétal. Les modèles tels SEDD (Ferro et Porto, 2000) et AGNPS (Young *et al.*, 1989), cité par Hafzullah et Kavvas (2005) sont d'autres exemples de modèles empiriques. Si ce genre de démarche tente d'intégrer un sens aux paramètres utilisés dans les régressions, il n'en reste pas moins que ce genre d'approche n'est pas satisfaisante dès lors que l'on doit procéder à une extrapolation, autrement dit si les parcelles considérées ne sont pas strictement représentées dans le jeu de données ayant servi à la régression. Ceci est dû au fait que d'autres conditions engendrent d'autres processus, pouvant mener à des résultats radicalement différents.

### 2.4.2 Modélisation conceptuelle

Ce type de modélisation s'appuie sur une conceptualisation du système considéré sous une forme simplifiée. Un exemple typique de modélisation conceptuelle est un modèle de boîtes. Chaque boîte est supposée reproduire un élément majeur de la dynamique du système, et interagit avec les autres boîtes du système. Dans un cas schématique simple, une boîte « sol » va produire par le biais d'une fonction de transfert des particules disponibles qui vont être stockées dans une autre boîte, supposée représenter le stock de particules disponible pour le transport. Les particules de cette dernière boîte vont être exportées par une autre fonction de transfert représentant le ruissellement vers la sortie de la parcelle, la troisième boîte du système. C'est le genre de modélisation qui est mise en œuvre dans le modèle LASCAM (Viney et Sivapalan, 1999) par exemple. Ce type de modélisation est à mi-chemin entre la modélisation empirique et statistique, et la modélisation déterministe. Elle nécessite de définir des fonctions de transfert et des boîtes arbitrairement. En revanche, elle tente de découpler les processus à l'œuvre, et permet ainsi une conceptualisation plus physique du système.

### 2.4.3 Modèles à base physique

De par les nombreuses approches qu'ils permettent (une ou plusieurs dimensions, à l'évènement, continu, mono-classe, multi-classes, choix des équations utilisées...), les modèles déterministes à base physique sont les plus nombreux dans la littérature. Dans une revue de ces modèles, Hafzullah et Kavvas (2005) produisent un tableau synthétique des différents modèles à base physique existants. Il a été adapté et complété dans ce manuscrit (Tab. 2.2).

Modèle	Stochastique <sup>(1)</sup>	2-D <sup>(2)</sup>	Continu <sup>(3)</sup>	Rigoles <sup>(4)</sup>	Multi-classe	E <sub>c</sub> <sup>(5)</sup>	Auteurs
LISEM		×		×			De Roo et Wesseling (1996)
CREAMS				×			Foster <i>et al.</i> (1981)
WEPP			×	×			Nearing <i>et al.</i> (1989)
WESP							Lopes et Lane (1988)
MHYDAS-EROSION							Gumiere <i>et al.</i> (2011)
SEM		×	×				Storm <i>et al.</i> (1987)
SHESED		×	×				Wicks et Bathurst (1996)
PSEM_2D		×		×			Nord et Esteves (2005)
DHSVM		×	×				Wigmosta <i>et al.</i> (1994)
STOSEM	×				×		Sidorchuk (2008)
EUROSEM						×	Morgan <i>et al.</i> (1998)
KINEROS						×	Smith (1981)
ANSWERS		×			×	×	Beasley <i>et al.</i> (1980)
RUNOFF					×		Borah (1989)
Hairsine & Rose					×		Hairsine et Rose (1992)
CASC2D-SED		×			×		Johnson <i>et al.</i> (2000)
MALHERAN					×	×	Wainwright <i>et al.</i> (2008)
MMT					×	×	Morgan et Duzant (2008)
KINEROS2					×	×	Smith <i>et al.</i> (1995)
MCST		×			×	×	Van Oost <i>et al.</i> (2004) <sup>(6)</sup>

(1) : Les variables sont exprimées via une densité de probabilité et pas une valeur unique.

(2) : Dimensions employées dans la conservation de la masse, les modèles 1D effectuant une modélisation le long de tronçons.

(3) : Le modèle peut-il fonctionner en continu ?

(4) : Description des rigoles dans la topographie.

(5) : Prise en compte de l'énergie cinétique de la pluie.

(6) : Modèle modifié et évalué dans Fiener *et al.* (2008).

Tab. 2.2 – Caractéristiques principales des modèles de transport de particules. Reproduit et mis à jour sur la base du travail de Hafzullah et Kavvas (2005).

Ces modèles se basent majoritairement sur une résolution explicite d'équation d'écoulement type Saint Venant (ou ses simplifications telle l'onde cinématique) selon différents schémas numériques. Les processus de l'érosion sont représentés selon des sélections d'expériences et de paramétrisations développées par ailleurs. La masse détachée par les processus érosifs est advec-tée par une équation de conservation de la masse, telle celle présentée en équation (2.15).

De manière générale, ces modèles considèrent le forçage sur la base du cumul ou de l'intensité de la pluie, bien que des expériences de laboratoire aient montré que ce n'est pas forcément la variable la plus appropriée pour décrire le détachement par l'impact des gouttes de pluie. Parmi ces modèles, sept prennent en compte l'énergie cinétique de la pluie, tel EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998), souvent par le biais de la formule empirique développée par Brandt (1989). Rappelons que cette formule suppose une relation univoque entre l'intensité de la pluie et son énergie cinétique. Or, des variations de la taille des gouttes peuvent changer l'énergie de la pluie à une intensité donnée, mettant cette relation en défaut. Ceci souligne l'intérêt d'une prise en compte explicite de l'énergie cinétique de la pluie.

Seuls neuf de ces vingt modèles prennent en compte différentes classes granulométriques. Les modèles mono-classe ne peuvent être utilisés que pour reproduire une masse totale pour un diamètre moyen ou médian. Lorsque la granulométrie des particules est prise en compte, différentes fractions sont distinguées lors de la résolution de la conservation de la masse. Aucun modèle, à notre connaissance, ne génère différentes tailles de particules lors du détachement par impact des gouttes de pluie.

#### 2.4.4 Représentations auxquelles nous allons porter intérêt

Dans le cadre de ce travail de thèse, deux points vont en particulier nous intéresser : la paramétrisation du détachement en fonction de l'énergie cinétique, et la façon de traiter les fractions granulométriques dans les modèles.

Parmi les modèles identifiés, ceux qui considèrent l'énergie cinétique de la pluie sont les suivants : ANSWERS, EUROSEM, MAHLERAN, KINEROS (1 et 2), MCST et le MMT. Dans ce dernier, ainsi que dans EUROSEM, l'énergie cinétique est dérivée de l'équation de Brandt (1989) :

$$E_c = 8.95 + 8.44 \times \log_{10}(I) \quad (2.36)$$

Cette équation n'est appliquée qu'à la partie de la pluie qui n'est pas interceptée par la végétation. Elle suppose que la distribution en taille des gouttes suit la loi de Marshall et Palmer (1948). KINEROS, dans ses deux versions, utilise également une formule impliquant l'intensité de pluie (Smith, 1981) :

$$E_c = c_f \times k(h) \times I^2 \quad (2.37)$$

où  $c_f$  est une constante liée au sol et à ses propriétés de surface, et  $k(h)$  représente la décroissance exponentielle de l'énergie avec l'épaisseur de la lame d'eau  $h$ .

Finalement, MALHERAN propose certes un détachement fonction de l'énergie cinétique de la pluie à un exposant  $b$  (Wainwright *et al.*, 2008), mais la méthode d'estimation de cette grandeur n'est pas décrite dans l'article correspondant ni ceux qui lui sont associés (Wainwright *et al.*,

1995, 1999). Il est donc difficile d'estimer la pertinence de cette conceptualisation, donc de s'appuyer ou d'adapter la méthodologie proposée par ces auteurs.

Deux raisons laissent à penser que ces caractérisations peuvent être améliorées. La première est que l'on dispose aujourd'hui d'instrumentations permettant d'estimer directement et de manière autonome sur le terrain l'énergie de la pluie, via sa DSD. La deuxième raison découle de la première ; des mesures de terrain effectuées après sa proposition ont montré les limites de la loi de Marshall et Palmer. Des alternatives lui ont été proposées (Ulbrich, 1983; Sempere-Torres *et al.*, 1994), par exemple pour corriger son incapacité à reproduire une DSD en forme de cloche, usuellement mesurée sur le terrain (Hazenbergh *et al.*, 2011; Yu *et al.*, 2012).

Les modèles fonctionnent soit avec une classe granulométrique de particules, soit avec plusieurs classes. Dans le cas des modèles mono-classe, un diamètre moyen ou médian est imposé. Il est impliqué dans le terme de dépôt, via la vitesse de chute, mais également dans certains processus de l'érosion, tels le détachement par ruissellement pour lequel un diamètre est nécessaire pour définir la contrainte critique de cisaillement. Pour ce type de modélisation se pose souvent le choix de ce diamètre unique, qu'il faut fixer *a priori* et souvent sans l'aide de mesures de terrain. La taille des particules est en effet rarement mesurée en conditions naturelles.

Dans le cas des modèles multi-classes, ces dernières peuvent être définies arbitrairement. C'est le cas pour le modèle MMT, qui considère la classe des argiles, celle des limons et des sables. L'autre alternative offerte par les modélisations multi-classes est de considérer un nombre de classes variable mais choisi pour représenter l'étendue des classes granulométriques attendues. C'est le cas de KINEROS 2 (cinq fractions) et de MALHERAN (six fractions), ou du modèle de Hairsine et Rose (1992) par exemple. STOSEM utilise une densité de probabilité pour exprimer la distribution granulométrique. Il utilise donc un spectre continu plutôt qu'une discrétisation en fractions granulométriques. L'avantage principal de simulations multi-classes est qu'elles sont plus réalistes en terme de transport dans la lame d'eau, puisqu'elles permettent aux particules les plus fines de rester en suspension tandis que les plus grossières sont déposées. Ce processus s'opère au travers de la résolution de la conservation de la masse par classe granulométrique. Elle est par exemple exprimée sous la forme proposée par Tromp-Van Meerveld *et al.* (2008), qui adapte dans son étude le modèle proposé par Hairsine et Rose (1992) par le biais de l'équation (2.38).

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{q}{D} \frac{\partial C_i}{\partial x} = \frac{1}{D} (e_i - d_i + e_{di} - R \times C_i) \quad (2.38)$$

où :

- $C_i$  est la concentration en particules dans la classe  $i$  ( $\text{g.L}^{-1}$ ),
- $q$  est le flux volumique d'eau par unité de largeur ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ),
- $D$  est l'épaisseur de la lame d'eau (m),
- $e_i$  et  $e_{di}$  sont les termes de détachement et de re-détachement par la pluie dans la classe  $i$  ( $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),
- $d_i$  est le taux de dépôt ( $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),
- $R$  est l'excès d'intensité de pluie ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

Notons que dans cet article précisément, les auteurs énoncent deux points que nous souhaitons améliorer dans le cadre de ce travail de thèse. Ils écrivent en effet « *Assuming that rainfall detachment is nonselective with respect to size class  $i$  and that the deposited material will shield*



some fraction of the original soil ( $H$ ), the detachment rate can be described by

$$e_i = \frac{aP}{I}[1 - H(t, x)]$$

where  $P$  is the rainfall rate,  $a$  is the rainfall detachability of the original bare soil, and  $I$  is the total number of size ( $\sum i$ ) ».

Le premier point à noter est que le détachement se fait via une fonction de l'intensité de pluie. Or le détachement par impact des gouttes de pluie est expérimentalement plutôt décrit par l'énergie cinétique de la pluie. La deuxième remarque vient de l'hypothèse de travail posée dans le cadre de cette étude. Le détachement par la pluie est supposé être non sélectif. Cette hypothèse est, à notre connaissance, posée dans le cadre de n'importe quelle simulation numérique de l'érosion menée aujourd'hui. Or il a été montré expérimentalement que le détachement par impact des gouttes était sélectif (Legout *et al.*, 2005), au moins au cours de pluies simulées. Un des enjeux de ce travail de thèse sera donc de tenter de développer et d'inclure un détachement par classe granulométrique dans un modèle d'érosion à base physique.

## **Chapitre 3**

**Matériel et méthodes génériques**

## Avant-propos

Durant cette thèse, différentes méthodes et instruments ont été utilisés. Certains ont été utilisés systématiquement tandis que d'autres sont spécifiques aux expériences auxquelles ils ont servi. Les méthodes communes à plusieurs chapitres seront présentées ici, tandis que les plus spécifiques seront présentées dans une partie méthodologique propre aux chapitres correspondants.

## 3.1 Mesure de la granulométrie des particules

### 3.1.1 Granulométrie laser : principe, avantages et limitations

Le point central de cette thèse est la mesure de la taille des particules fines. En fonction des expériences menées, elle a varié sur de larges gammes, de l'ordre du micromètre jusqu'à celui du millimètre. Parmi les méthodes de mesure existantes, la granulométrie laser a été systématiquement utilisée, à l'aide d'un Malvern Mastersizer 2000, combiné à un passeur d'échantillon en voie liquide Hydro 2000G (Fig. 3.1). La seule exception à cette règle concerne le chapitre 5. Les expériences de ce chapitre ont en effet été menées dans un autre laboratoire, avec un granulomètre laser de marque CILAS 930. Les différences entre les appareils seront détaillées au cours du chapitre correspondant. Le principe de la mesure par diffraction laser est le suivant. L'échantillon à analyser est inséré dans le passeur d'échantillon. Ce dernier dispose d'un agitateur et d'une pompe, et fait ainsi circuler l'échantillon au travers d'une lentille située dans le granulomètre. Deux rayons lasers sont utilisés lors de la mesure. Leur diffraction est mesurée au travers de l'intensité du rayonnement reçue par deux bancs de capteurs. La théorie de Mie est alors utilisée pour modéliser le signal mesuré par les capteurs. La distribution granulométrique est déduite de l'ajustement du signal théorique sur le mesuré. On obtient ainsi une distribution volumique de la taille des particules.

Les avantages reconnus de cette technique de mesure sont :

- une bonne reproductibilité,
- de petites quantités d'échantillons, typiquement de l'ordre du gramme, fonction de la taille et de la composition des matériaux,
- une bonne résolution spectrale : 100 classes entre  $0.01 \mu m$  et  $10\,000 \mu m$  sont ainsi analysées. Notons toutefois que l'espace entre lentilles au travers duquel les échantillons transitent nécessite de tamiser au préalable les échantillons avec un tamis de  $2000 \mu m$  au minimum,
- un temps d'analyse court. Selon le constructeur, une mesure représentative est acquise pour un temps de circulation dans l'appareil de l'ordre de 30 secondes. Ce temps a été étendu à 1 minute pour cette étude.

Chacun de ces avantages est cependant à nuancer. Ainsi, on peut remarquer que :

- la contrainte physique sur le tamisage nécessite de combiner deux méthodes de mesures basées sur des mesures physiques non-comparables,
- la reproductibilité nécessite de mesurer des échantillons qui sont théoriquement des répliquats. Si cette condition est valide pour des matériaux calibrés, elle est cependant plus

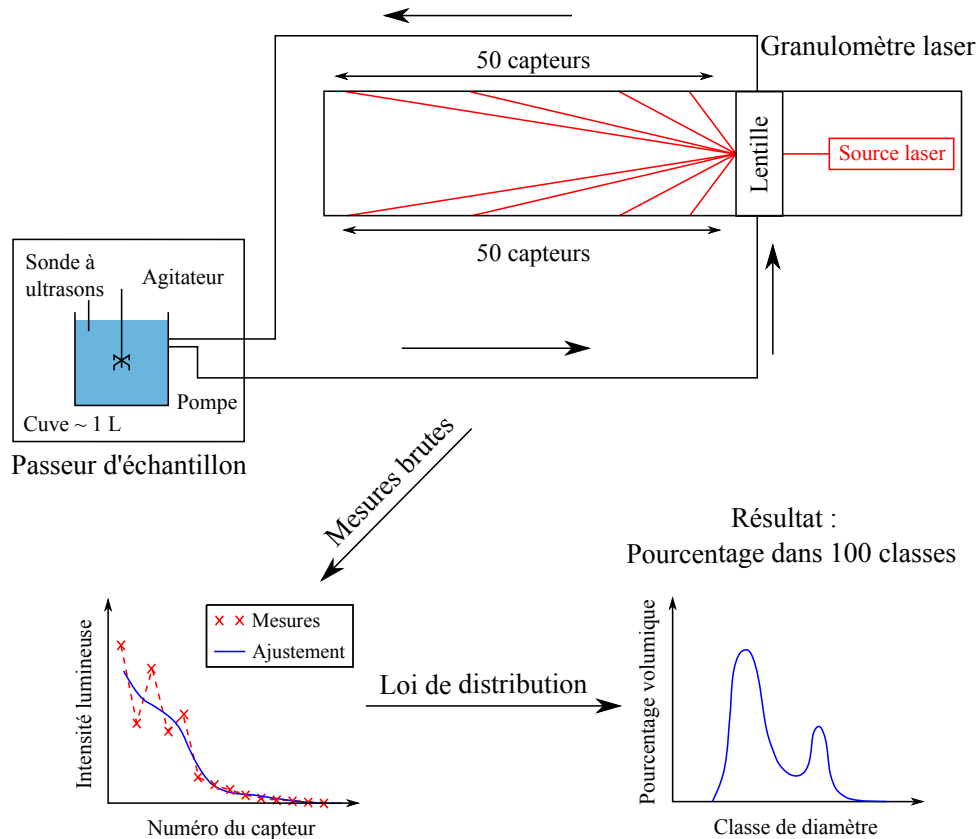


FIG. 3.1 – Schéma du granulomètre laser. Les échantillons sont insérés dans le passeur, qui les fait transiter via une pompe au travers d'une lentille. Ils sont ensuite rendus au passeur, en circuit fermé.

discutable pour des échantillons à granulométrie étendue tels que ceux mesurés en milieu naturel. On peut en effet facilement imaginer une sélectivité granulométrique (par sédimentation des particules grossières) s'opérant lors de l'homogénéisation de l'échantillon avant la mesure,

- la faible quantité de matériaux nécessaire est extrêmement pratique dans le cadre d'échantillons peu concentrés, elle est en revanche problématique dans le cas d'échantillons fortement concentrés. Dans ce cas, une phase de dilution est nécessaire avant la mesure, et l'incertitude associée à ces dilutions doit être correctement estimée, en particulier au vu du problème de sélectivité évoqué ci-dessus. Autrement dit, ces deux points posent le problème du ré-échantillonnage,
- le temps de mesure dépend en fait de la granulométrie que l'on cherche à acquérir : agrégée ou dispersée. Dans le cas de cette dernière, une phase de dispersion supplémentaire est nécessaire.

La granulométrie laser fournit des résultats en volume sphérique équivalent ; la taille renvoyée est donc supposée être celle d'une sphère. On suppose aussi connaître les propriétés optiques des particules analysées, au travers de l'indice de réfraction à fixer pour l'analyse. Dans le cadre de ce travail, un indice de réfraction de 1.55 pour les particules a été fixé et conservé pour les mesures. L'indice de réfraction de l'eau a été fixé à 1.33. Lorsqu'il a été utilisé, celui de l'éthanol a été fixé à 1.36.

Pour contrôler de possibles dérives de l'appareil, par exemple par encrassement du système, des mesures régulières d'un sable de Fontainebleau, non cohésif, calibré entre 230 et 310  $\mu m$  ont été effectuées, et la lentille de l'appareil régulièrement nettoyée. Les points de discussion évoqués ci-dessus seront détaillés par la suite.

### 3.1.2 Combinaison de différents types de mesure

Il a parfois été nécessaire de combiner tamisage et mesure laser, car les agrégats étaient trop larges pour être analysés par granulométrie laser. Or, différentes publications ont montré les différences de mesures qu'il existe entre la granulométrie laser et d'autres méthodes de mesure de la granulométrie, comme la mesure par vidéo ou pipette (Xu et Di Guida, 2003). Dans les cas pour lesquels nous avons dû combiner différentes mesures, la méthode proposée par Leguédais (2003) a été appliquée. Elle consiste à travailler par fraction et nécessite de :

- tamiser les échantillons pour récupérer les particules les plus grossières ( $> 1000 \mu m$  et  $500 - 1000 \mu m$ ), les sécher 24 heures à  $105^\circ C$  et les peser pour obtenir la masse des fractions grossières,
- mesurer la fraction restante ( $< 500 \mu m$ ) au granulomètre laser pour acquérir la distribution en taille des particules les plus fines,
- récupérer l'échantillon mesuré de la cuve du granulomètre après la mesure,
- attendre que les particules sédimentent. La sédimentation complète a été estimée visuellement et a pris, dans le cas du travail présenté au cours du chapitre 6, entre cinq jours et une semaine. Un maximum de la phase liquide est ensuite siphonné, puis les particules sont séchées et pesées,
- agréger le spectre granulométrique en différentes fractions. Pour permettre la comparaison entre tamis et granulomètre, les fractions du granulomètre laser sont transformées de pourcentage volumique à pourcentage massique en considérant que la densité est constante entre fractions,
- additionner les fractions  $> 1000 \mu m$  et  $500 - 1000 \mu m$  obtenues par tamisage et granulométrie laser. Les fractions les plus fines sont celles obtenues par granulométrie laser.

Le temps d'attente avant de siphonner le surnageant peut prêter à discussion dans le cas de particules très fines. Cependant, en appliquant la loi de Stokes :

$$w_s = \frac{1}{18\nu} \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} \times g D^2 \quad (3.1)$$

où :

- $w_s$  est la vitesse de chute des particules ( $m.s^{-1}$ ),
- $\nu$  est la viscosité cinématique du fluide ( $m^2.s^{-1}$ ),
- $\rho_s$  et  $\rho_e$  sont les masses volumiques des agrégats et de l'eau, respectivement ( $kg.m^{-3}$ ),
- $g$  est l'accélération de la gravité ( $m.s^{-2}$ ),
- $D$  est le diamètre des agrégats (m).

un calcul avec  $\nu = 10^{-6} m^2.s^{-1}$ ,  $\rho_s = 2650 kg.m^{-3}$ ,  $\rho_e = 1000 kg.m^{-3}$ ,  $g = 9.81 m.s^{-2}$  et  $D = 10^{-6} m$  ( $1 \mu m$ ) donne en cinq jours une distance de chute de 40 cm. Les bouteilles en polyéthylène (de

volume 1L) dans lesquels les échantillons ont été récoltés font 15 cm de hauteur. Nous estimons donc ne pas perdre de quantité significative de particules lors de cette opération de siphonage.

### 3.2 Représentativité du ré-échantillonnage dans le cadre de granulométries étendues

En milieu naturel, la concentration en agrégats en suspension ne peut être contrôlée avant la mesure. La granulométrie laser est utilisée presque en routine dans les milieux à faible concentration. Ainsi, Agrawal et Pottsmith (2000), parmi d'autres, utilisaient déjà cette technique pour effectuer des mesures *in situ*. Ce type d'instrumentation s'est transférée plus récemment aux rivières (Thonon *et al.*, 2005), mais principalement dans le cas de concentrations faibles. Lors des observations de terrain menées dans le cadre de cette thèse, nous avons travaillé sur des échantillons prélevés par un échantillonneur ISCO. Dès que les concentrations deviennent importantes (de l'ordre du gramme par litre), une phase de dilution est nécessaire avant de mesurer la taille des particules. Cependant, dans la littérature, cette question n'est à notre connaissance pas évoquée. Quelques tests ont donc été menés en laboratoire dans cet optique (Thiabaud, 2009).

La première série de test a été effectuée en prélevant des échantillons successivement à la pipette dans un même bécher, dans lequel les particules ont été maintenues en suspension par un agitateur magnétique. Chaque pipetage a été analysé au granulomètre laser. La valeur absolue de la différence relative de taille entre chacun des différents échantillons a ensuite été calculée selon la formule suivante :

$$\left| \frac{D - D_0}{D_0} \times 100 \right| \quad (3.2)$$

où :

- $D$  est le diamètre considéré pour un échantillon (en  $\mu m$ ). Ce diamètre a été considéré comme trois déciles différents pour couvrir le plus possible l'étendue du spectre granulométrique. Ainsi, trois calculs ont systématiquement été effectués, avec  $D=d_{10}$ ,  $d_{50}$  et  $d_{90}$
- $D_0$  est le diamètre d'un échantillon supposé être le réplique de  $D$ .

Des différences conséquentes de taille ont été observées en suivant ce protocole (Fig. 3.2). Une explication possible de ces erreurs pourrait être que de la sélectivité se met en place malgré l'agitation magnétique. Un autre protocole a alors été testé. Plutôt que de ré-échantillonner des petites quantités de particules, l'idée est ici de diviser la totalité de l'échantillon de manière successive jusqu'à obtenir un échantillon de concentration convenable pour analyse. Elle a été inspirée du protocole mis en place à l'INRA d'Orléans. Ceci a été fait à l'aide d'un diviseur (Fig. 3.3). Il consiste en un tube central de 5.5 cm de diamètre, au fond duquel 40 tubes de 3 mm de diamètres sont pris dans une résine. Ces 40 tubes sont groupés en 2 paquets de 20, chacun étant dirigé vers un récipient de 1 L. Si la concentration ainsi obtenue apparaît visuellement convenable pour analyse au granulomètre, alors l'opération est stoppée. Sinon, un des sous-échantillons est récupéré et à nouveau introduit dans le diviseur, jusqu'à atteindre un échantillon fils de concentration correcte. On notera que ces résultats comprennent de façon indifférenciée des tests effectués sur des agrégats de sols tamisés à deux diamètres différents (à

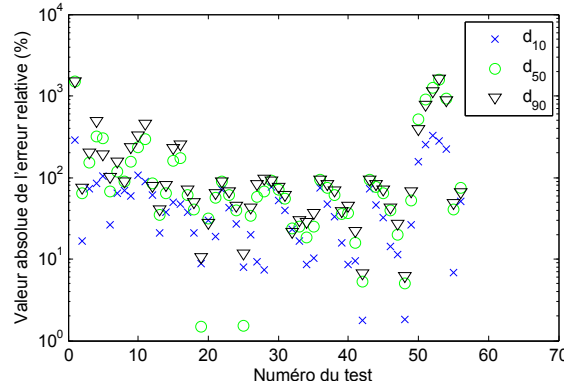


FIG. 3.2 – Valeur absolue des différences relatives de taille de particules entre des échantillons prélevés dans un même b cher, sous agitation par un barreau magnétique.

800  $\mu m$  et 1200  $\mu m$ ), sur des sédiments prélevés en berge de l'Isère, mais aussi sur des échantillons des différents terrains sur lesquels ce travail de thèse a porté. En effet, suite à des plantages du logiciel du granulomètre laser, les mesures de taille ont parfois d  être reconduites, donnant autant de nouvelles occasions d'avoir une comparaison supplémentaire pour alimenter ces essais. Comme l'identification des cas de figures (i.e. quels matériaux) pour lesquels l'erreur était parfois faible, parfois forte, n'a pas été concluante, il a été choisi d'imposer l'erreur maximale mesurée, à savoir 30% sur toutes les tailles.

Enfin, une opération supplémentaire a été effectuée lorsque les échantillons à analyser étaient trop concentrés pour le granulomètre laser, mais avec des concentrations qui ne nécessitaient pas de trop grands nombres de divisions (i.e. dont les concentrations étaient comprises environ entre 1 et 10 grammes par litre), ce qui aurait rendu une analyse beaucoup plus longue. Ce fut typiquement le cas des échantillons prélevés au cours du chapitre 7. Chacune des divisions a alors été mesurée au granulomètre laser. Chaque échantillon fut extrait du granulomètre après mesure, séché et pesé. La « vraie » distribution granulométrique de l'échantillon initial a alors été reconstruite en pondérant chacune des distributions mesurées par le poids de l'échantillon correspondant.

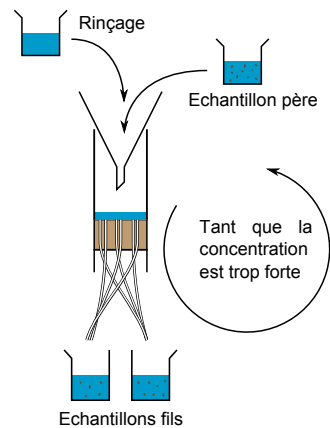


FIG. 3.3 – Schéma de l'instrument utilisé pour diviser les échantillons en différents sous-échantillons.

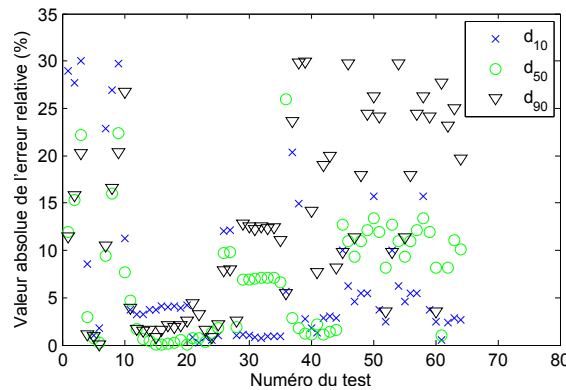


FIG. 3.4 – Valeur absolue de la différence relative de taille entre échantillons issus de différentes divisions.

Cette opération a certes consommé du temps d'analyse, mais permet de s'affranchir de la source d'erreur due au rééchantillonnage.

### 3.3 Protocole de mesure

Il est désormais reconnu que deux tailles de particules sont d'intérêt, à savoir la taille agrégée ou effective (Slattery et Burt, 1997) contrôlant la vitesse de chute, et la taille dispersée ou absolue, plutôt représentative du type de matériaux et donc de la réactivité du matériau. De plus, lors de l'interprétation de mesures granulométriques de terrain, une augmentation de taille peut très souvent être interprétée comme la remise en suspension de sables depuis le lit. La possibilité de l'influx d'agrégats depuis les versants, le lit ou leur formation dans la colonne d'eau a rarement été évoquée comme piste pour interpréter des résultats de terrain. Or nous ne savons pas, à l'heure actuelle, dans quelle mesure ce point pourrait être une piste explicative pour des mesures effectuées dans des bassins versants de tête, car une information sur l'agrégation des particules en bassin de tête n'a été montrée que par Woodward *et al.* (2002). Dans le but d'explorer cette piste, un protocole de mesure se basant sur les possibilités du granulomètre laser a été mis au point. La granulométrie a ainsi été acquise de la manière suivante :

- Mesure d'une granulométrie supposée proche de l'effective, en maintenant les niveaux d'agitation et de pompe dans la cuve à 50 % des capacités du passeur d'échantillon, soit respectivement 500 et 1250 Rotations Par Minutes (rpm).
- Augmentation aux niveaux maximum de l'agitation et de la pompe, soit respectivement 1000 et 2500 rpm accompagné d'ultrasons dans le passeur d'échantillons. Une mesure est ensuite acquise chaque minute pendant 10 minutes.

La durée de 10 minutes a été choisie comme un compromis entre le temps consommé par une mesure et le temps nécessaire pour que les tailles ne diminuent plus significativement (Fig. 3.5), signe soit d'une dispersion complète, soit que le granulomètre ne fournit plus assez d'énergie pour briser les liens entre agrégats. Ce test a été effectué en laboratoire, sur des agrégats de sols. Cependant, les mesures effectuées sur les échantillons prélevés en crue au cours du chapitre 4 ont montré que la variation moyenne (sur les 47 échantillons) de diamètre médian entre la neuvième



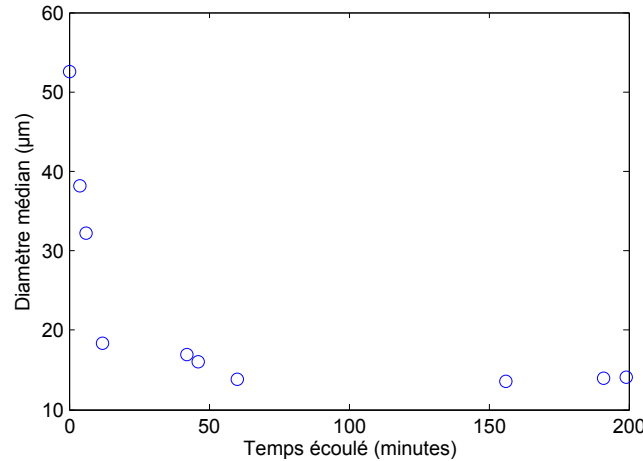


FIG. 3.5 – Exemple de mesures avec sonification effectués sur des agrégats de sol.

et la dixième minute de sonification était inférieure à 1%, ce qui laisserait penser que l'on est alors déjà arrivé dans la zone de faible variation observée sur la figure 3.5. Enfin, sur une idée initiale de Slattey et Burt (1997), également utilisée par Phillips et Walling (2005), un degré d'agrégation (DA) a été calculé, comme la différence relative entre le diamètre « effectif » (Ed) et le diamètre « absolu » (Ad). Autrement dit :

$$DA = \frac{Ed_{50} - Ad_{50}}{Ad_{50}} \times 100 \quad (3.3)$$

Cet indice donne ainsi une indication sur la nature cohésive ( $DA \neq 0$ ), ou non ( $DA \approx 0$ ), des particules mesurées, ainsi que sur la tendance à l'agrégation ( $DA < 0$ ) ou la désagrégation ( $DA > 0$ ) sous l'effet d'une contrainte donnée. Notons que ce qui peut être interprété comme de l'agrégation est sujet à caution ; en effet, tel que le protocole a été établi, des particules grossières peuvent être remises en suspension lorsque pompe et agitation sont augmentées. Il en résulterait alors des tailles supérieures, même pour des particules inertes. Un autre point critiquable est que la granulométrie considérée comme effective peut ne pas être la granulométrie représentative du moment de prélèvement. En effet, Phillips et Walling (1995) mettent en doute la valeur de tailles mesurées non-*in situ*. Puisqu'il n'existe aucun instrument permettant de mesurer la taille des particules dans l'écoulement pour des concentrations supérieures à l'ordre du gramme par litre ou de la dizaine de grammes par litre, ce choix de granulométrie a posteriori a été une contrainte de travail. On notera que, à notre connaissance, un seul appareil est susceptible d'accomplir de telles mesures (le LISST Infinite<sup>1</sup>) et n'a pas été encore testé dans la littérature. Il ne permet de plus pas de faire de mesures lorsque les concentrations sont supérieures à 30 grammes par litre, condition que nous avons rencontré au cours de ce travail. Aucun instrument ne semble capable de faire de mesures pour des concentrations supérieures. Ainsi, cette contrainte forte de la concentration nous a conduit vers des mesures de la granulométrie à posteriori. Pour s'assurer de la validité relative de ces mesures à posteriori, il était toutefois nécessaire de vérifier, à minima, deux points : que la granulométrie des échantillons ramenés en laboratoire n'évoluait

1. Voir le site Internet de Sequoia : [http://www.sequoiasci.com/products/fam\\_LISST\\_Infinite.aspx](http://www.sequoiasci.com/products/fam_LISST_Infinite.aspx)

plus dans le temps, et que les tailles ne soient pas incohérentes, par une comparaison avec des mesures faites *in situ* dans d'autres études.

La vérification de la stabilité temporelle a été faite en divisant un échantillon fraîchement recueilli sur le terrain, puis en mesurant à différents temps les répliquats ainsi créés. Les résultats ainsi obtenus (Fig. 3.6) nous ont permis de constater que peu de variations de taille avaient lieu après la division. En effet, la variation relative maximale mesurée entre un échantillon et

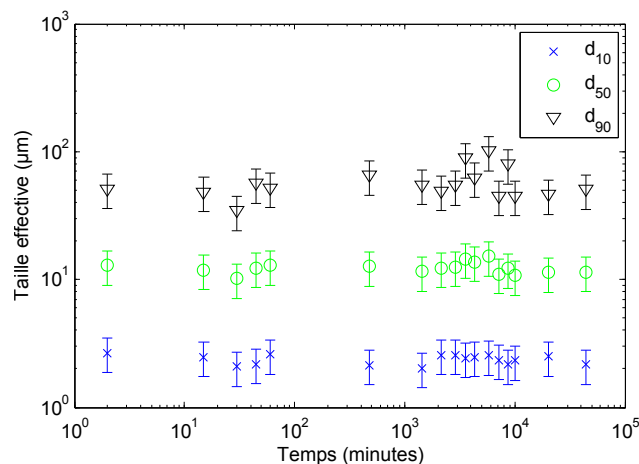


FIG. 3.6 – Evolution temporelle d'un échantillon divisé puis mesuré à différents pas de temps.

l'échantillon suivant est de 28%, soit une valeur inférieure à la valeur de l'erreur induite par le protocole. La moyenne des valeurs absolues de ces variations est de 10%. Ce résultat peut toutefois être interprété de différentes manières : soit la taille des particules n'a pas évolué, soit elle a effectivement évolué, mais les liens créés de cette manière étaient faibles par rapport à ceux ayant créés les agrégats mesurés. Ces liens auraient alors été détruits soit lors de la division, soit lors de l'agitation dans la cuve du granulomètre. Une autre manière de comparer les résultats obtenus dans ce travail est de comparer non pas les tailles mesurées au cours des événements observés sur le terrain, mais la relation entre leur taille et leur degré d'agrégation. En effet, si les échantillons se sont ré-agrégés après leur échantillonnage, alors ils devraient simplement se déplacer le long de cette relation taille effective-degré d'agrégation. Cette comparaison sera présentée au cours du chapitre 4.



## Chapitre 4

Variabilité de la taille des particules  
en suspension dans un petit bassin  
versant de tête

## Avant-propos

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication : T. Grangeon, C. Legout, M. Esteves, N. Gratiot, O. Navratil. (2012) Variability of the particle size of suspended sediment during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *Journal of Soils and Sediments* **12(10)** :1549-1558. Soumis le 27 Juillet 2011. Accepté avec révisions mineures le 16 Novembre 2011. Publié le 20 Juillet 2012. Cet article a été adapté au format des autres chapitres sans en changer le contenu. Une partie présentant plus précisément le site d'étude a été introduite avant cet article.

De nombreux processus sont impliqués dans la genèse et le transport de particules à l'échelle du bassin versant, à la fois sur les versants et dans le chenal des rivières. Ainsi, la quantité et les caractéristiques des particules telles leurs tailles mesurées à l'exutoire d'un bassin versant sont le résultat des entrées fournies à la rivière par les versants, des cycles de dépôt et reprise (depuis le lit et les bancs des rivières) dans le chenal et les possibles modifications des caractéristiques des particules au sein de la lame d'eau.

D'autres part, si la littérature est relativement bien documentée quant aux données concernant la dynamique des masses en suspension et sur les caractéristiques des particules dans les grandes rivières de plaines, les données dans les bassins versants de tête sont beaucoup plus limitées. Sont probablement impliquées dans cette lacune les caractéristiques des événements de crue dans ces environnements, à savoir leur sévérité et intermittence, couplées à de fortes concentrations. Ces conditions mettent en défaut les contraintes techniques et technologiques propres aux instruments de mesure des caractéristiques des particules, telles les techniques vidéo et laser.

Dans le cadre d'une étude portant sur le continuum versant-rivière, les bassins versants de tête sont considérés comme l'entité élémentaire d'étude la plus pertinente. Ce sont en effet les environnements où la dynamique des particules mesurées en rivière est la plus susceptible d'être influencée par les effets des versants. Au cours de ce travail de thèse, nous avons donc choisi dans un premier temps d'analyser la dynamique des particules à l'exutoire d'un bassin versant de tête. Cette échelle intègre en effet la totalité des processus de versant et de rivière susceptibles de nous intéresser. Ce chapitre a deux objectifs : déterminer les variables (météorologiques et de l'écoulement) présentant une bonne corrélation avec les tailles de particules, afin de nous orienter vers des processus plus spécifiques pour la suite de l'étude, et disposer d'ordres de grandeurs des variations des tailles de particules pour les comparer aux autres échelles. Une attention particulière a été portée à la détection de l'influence des versants sur les tailles de particules mesurées à l'exutoire du bassin versant.

Ainsi, 47 échantillons prélevés au cours de cinq événements de crue ont ainsi été analysés, permettant d'analyser à la fois la dynamique des particules à une échelle temporelle inter et intra crue.

## Présentation du site et instrumentation spécifique

Les travaux menés dans le cadre de ce travail de thèse se sont basés sur des instrumentations déjà existantes au sein du bassin versant du Galabre (Fig. 4.1), qui fait partie de l'ORE (Observation de Recherche en Environnement) Draix-Bléone, au sein du SOERE (Service d'Observation et d'Expérimentations pour la Recherche en Environnement) RBV (Réseau de Bassin Versant). L'instrumentation de la station de prélèvement se compose :

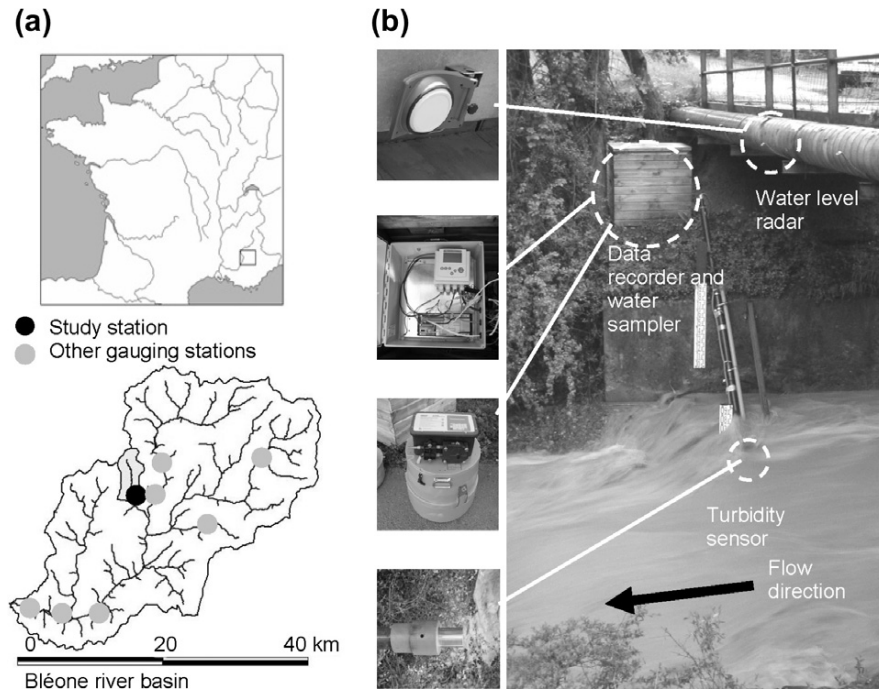


FIG. 4.1 – (a) Localisation et (b) instrumentation installée à l'exutoire du bassin versant. La photo est prise en crue. Le débit est d'environ  $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . D'après Navratil *et al.* (2011).

- d'un radar qui mesure en continu la hauteur d'eau. Cette dernière est convertie en débit via une courbe de tarage. Comme on peut le constater en observant l'amont et l'aval de la station (Fig. 4.2), le substratum rocheux affleure et le cours d'eau est bien contraint latéralement ; le transect et donc la courbe de tarage ont peu de possibilité d'évoluer au cours du temps. Les jaugeages ont été effectués par dilution au sel,
- d'un ISCO dont les échantillons sont prélevés sur la base de la turbidité mesurée. Ces prélèvements ont été utilisés pour mesurer la granulométrie des échantillons, ainsi que leur concentration,
- d'une sonde de turbidité. Elle sert d'une part, suite à calibration, à mesurer la concentration en continu dans l'écoulement, mais aussi à déclencher des prélèvements. Les prélèvements sont faits périodiquement, avec des prélèvements supplémentaires déclenchés dès que des seuils de turbidité sont franchis,
- D'une centrale CR800 (Campbell Scientific) qui pilote les prélèvements effectués par l'ISCO,
- D'une échelle limnimétrique, nécessaire à la lecture du niveau d'eau sur le terrain.

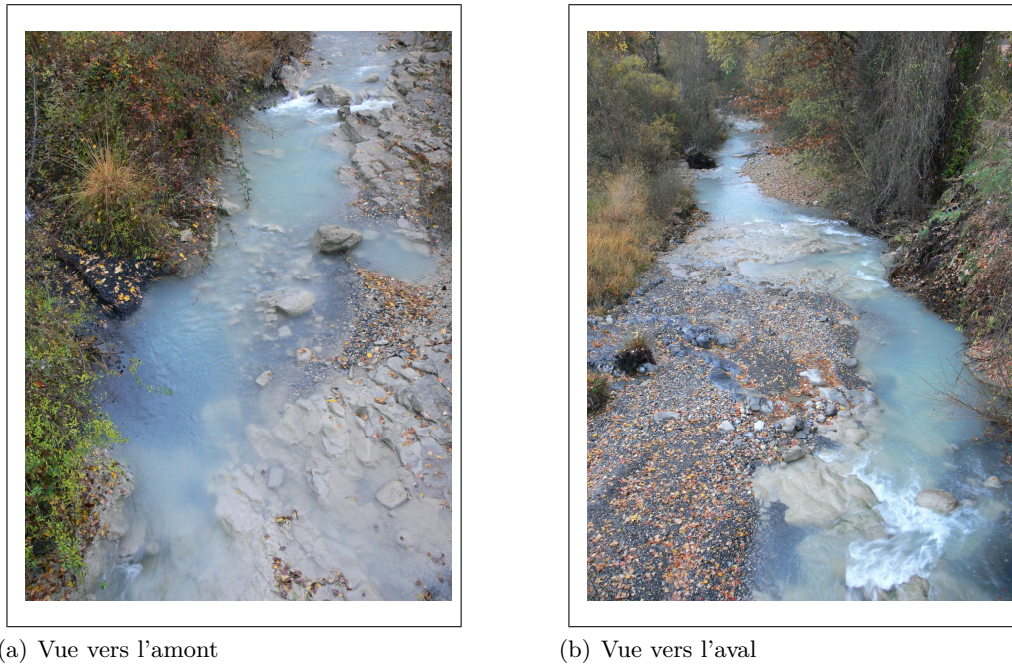


FIG. 4.2 – Photos prises respectivement (a) vers l'amont et (b) vers l'aval du point de prélèvement. Les photos sont prises depuis le pont visible en haut à droite de la figure 4.1.

La zone d'étude se compose principalement de quatre lithologies que sont les molasses, les calcaires, les marnes, ainsi que du gypse. Elles présentent une organisation spatiale assez marquée. Les calcaires occupent en effet la majorité de l'aval du bassin ainsi qu'une partie de l'amont tandis que les gypses et molasses sont présents vers le centre du bassin, en des localisations distinctes. Cette organisation est montrée par la figure 4.3. Quelques analyses concernant la représentativité d'une mesure de la granulométrie faite en un point donné de la section ont été effectuées mais ne sont pas présentées dans l'article. Elles sont donc détaillées dans le paragraphe suivant.

Une question récurrente quant à la mesure par prélèvement en un point donné, telle qu'elle est faite dans ce chapitre, est celle de la représentativité de mesures effectuées en un point donné par rapport à la potentielle variation le long de la section d'écoulement. Des mesures effectuées en aval de la station de mesure (Fig. 4.4) ont toutefois permis de montrer que la granulométrie était peu dépendante de la position de prélèvement dans la section. Malgré les barres d'erreur, une tendance à l'affinement en tendant vers la rive gauche semble toutefois se développer. Ceci semble logique car c'est proche de la rive droite que l'écoulement se concentre. Le lit est, au niveau de la station de mesure, constitué de substratum difficilement érodable, avec peu d'éléments très grossiers susceptibles de faire varier le chenal principal d'écoulement. En allant vers la rive gauche, on se retrouve dans des conditions de plus faibles lames d'eau, pour lesquelles les particules les plus grossières ont probablement déjà sédimenté au moment de la mesure. Une critique de ce résultat est cependant qu'il a été effectué hors crue, et n'est donc représentatif que d'un instant donné et pas forcément des conditions dans lesquelles les échantillons mesurés en crue ont été prélevés. D'autres mesures seraient à effectuer pour compléter ce jeu de données. L'hypothèse selon laquelle les particules les plus grossières auraient sédimenté a été testée via

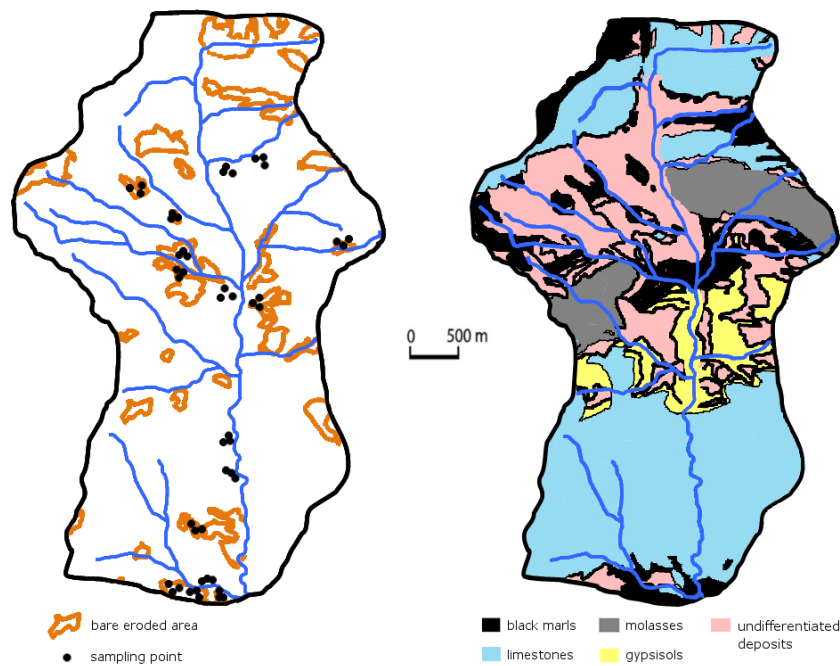


FIG. 4.3 – Localisation des zones dénudées susceptibles d'être facilement érodées, et carte géologique simplifiée du bassin versant du Galabre. D'après Legout *et al.* (2012b).

différents prélèvements effectués dans les sédiments fins fraîchement déposés dans un rayon de deux mètres environ autour du point de prélèvement de la station, par rapport à ceux mesurés en suspension pendant une crue (Fig. 4.5). Ces figures montrent deux choses : le lit contient des particules plus grossières que celles mesurées en suspension. On retrouve cependant une certaine proportion des fines mesurées en suspension dans le lit, ce qui signifie que malgré leur très petite taille, elles peuvent subir des phases de dépôt au sein de la colonne d'eau, cet atterrissement pouvant se produire par exemple à la décrue, lorsque la lame d'eau devient faible. Une autre information intéressante vient cependant de la comparaison entre tailles agrégées et dispersées : en effet, cette comparaison permet de se rendre compte que les particules les plus grossières trouvées dans le lit sont, dans ce cas de figure, des particules cohésives, autrement dit des agrégats de sols exportés depuis les versants, ou des particules cohésives formées en suspension (flocs), voire des composites de ces deux entités. Cette mesure permet toutefois de soulever une nouvelle hypothèse pour expliquer les variations de taille mesurées durant la crue puisqu'elle montre que, dans un bassin versant de tête, les particules grossières potentiellement mobilisables peuvent être des particules cohésives. Ce point sera discuté dans l'article que nous allons maintenant présenter.



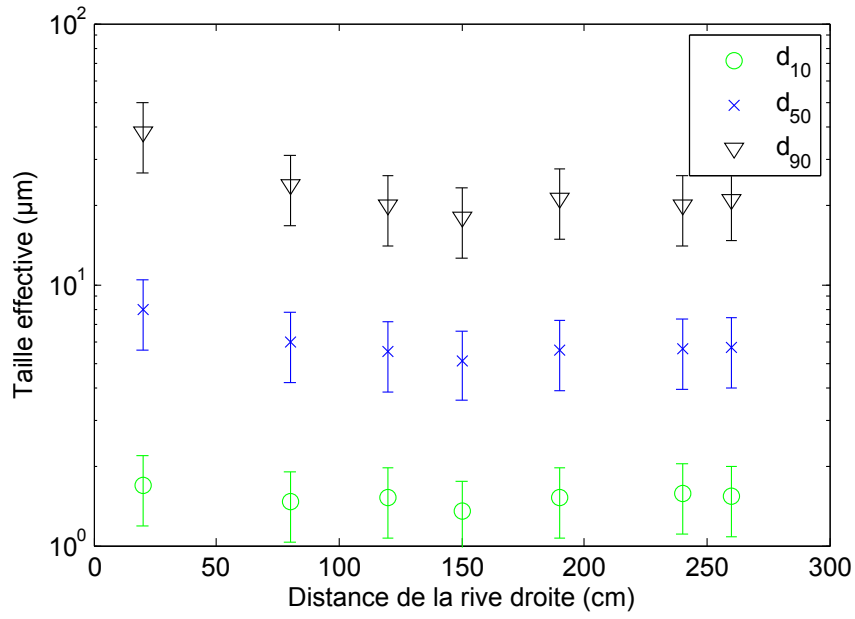
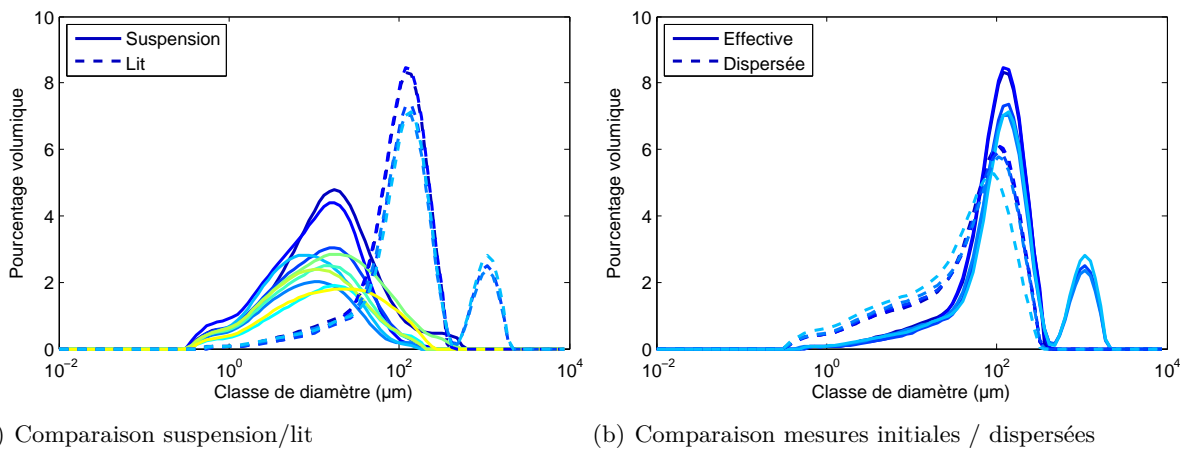


FIG. 4.4 – Mesures de la granulométrie de particules effectuées en aval du point où se situe l'échantillonneur ISCO, dans le bassin versant du Galabre. La précision du point de prélèvement a été estimée à 10 centimètres.



(a) Comparaison suspension/lit

(b) Comparaison mesures initiales / dispersées

FIG. 4.5 – Comparaison entre mesures (a) effectuées en suspension et dans le lit et (b) mesures "effectives" et "absolues" des prélèvements effectués dans le lit.

## Abstract

**Background, aim and scope** There is a growing interest in the characterization of particles size due to their impact on particle dynamics, especially for connectivity purpose. This study addresses particle size measurements in a mountainous catchment, with the aim to evaluate the particle size variability during floods, their main controlling factors and if indirect information from hillslopes were useful for the interpretation of particles size measured at the catchment outlet. This work implied the development of a measurement protocol.

**Material and methods** Samples were automatically collected from streamwater during flood events using an ISCO 3700 sampler. Five events were analyzed for their particle size distributions (PSD) using a Malvern Mastersizer 2000. Because the samples were far too concentrated, two different protocols were tested to address the errors made during the subsampling step : using a pipette and a home-made device with successive dilution phases. Comparisons with in situ measurement from other studies were made. A statistical analysis of particle size distribution and of their degree of aggregation was conducted.

**Results and discussion** High errors occurred when using a pipette to extract particles within a stirred sample. The maximum errors were reduced from 1600% to 30% using the device described within this study. Particles were found to be aggregated at various levels whatever the discharge they were sampled. Their size were found to be either variable or stable at the event scale, and the statistical analyses revealed that discharge was the factor that best correlates with particle size. The results obtained in this study seem in agreement with the few other studies in comparable environments. Some hypothesis are put forward and discussed to explain the rather good and positive relationship between particle size and discharge. Input from hillslopes seems to have a non-negligible effect in this headwater catchment.

**Conclusions** Whilst the need of in situ measurements has long been stressed in lowland rivers, estuaries or coastal environments, it was showed that the use of an accurate dilution protocol could provide some physically interpretable measurements on the particle size distributions of a mountainous catchment. It also appears that hillslopes informations have to be considered when studying particle size measured at the catchment's outlet.

**Keywords** Flocs or aggregates size, soil erosion, headwater mountainous catchment, laboratory measurements, laser diffraction

## 4.1 Introduction

Suspended particles dynamics have been a subject of interest for a long time among a wide community of scientists. These efforts are justified by the numerous implications of particles

dynamics. Indeed, an excess of suspended sediment load in river channels has been shown to have several environmental effects (Owens *et al.*, 2005; Accornero *et al.*, 2008). An increase in turbidity results in a reduced light penetration depth, impacting algae, macrophytes and the fish habitat (Kemp *et al.*, 2011). From an operational point of view, and especially in mountainous catchments, high suspended sediment yields are problematic for hydroelectric power plants, through reservoir siltation.

In systems experiencing global land use and climate change, statistical relationship linking suspended sediment yield to measured variables (for instance discharge or rainfall intensity) are assumed to be unreliable for the long term understanding of particles dynamics because of the intrinsic variability of the monitored system. Physically based models, relying on the conceptualization of physical processes and subsequent mathematical formulations, are assumed to be more robust for such purposes. However, they require a clear understanding on the factors controlling particles dynamics. The measurements and conceptualization efforts that have been achieved resulted in an improved understanding of what constitutes particles and what are the main factors affecting their variability. Among those findings, one of the major aspects may be that particles themselves are of high complexity. They were shown to be extremely dynamical within the flow, either because of the biological, physical and chemical conditions of their environment, as well as because of their own composition (Droppo, 2001). This assertion had several implications given that particle characteristics, such as their size, are of importance in any physically based modelling study. Indeed, particle size was shown to be one major factor influencing their settling velocity (Williams *et al.*, 2008), one of the physically based models' key parameter, controlling transport distances. Particles size is thus one of their characteristics of interest in the study of the connectivity between hillslopes and the river channel. If the size of elementary particles is known to influence their ability to adsorb nutrients (He *et al.*, 2010) and / or pollutants, it is now recognized that the bulk of suspended particles is not transported as individual particles, referred to as the "absolute" or "dispersed" size, but rather as aggregated or flocculated particles, called the "effective" or "aggregated" size (Slattery et Burt, 1997; Beuselinck *et al.*, 1999a). A whole field of research has been developed in order to measure particles characteristics within the flow, and especially their size. It has resulted in very interesting achievements, using videos or laser techniques (Fennessy et Dyer, 1996; Agrawal et Pottsmith, 2000). Among these, initially designed for coastal and estuaries studies, direct transfer of the LISST (Mikkelsen et Pejrup, 2001) to river environments, both for natural (Thonon *et al.*, 2005) or laboratory measurements (Rex et Petticrew, 2010) is gaining importance. As a result of such interest, particles size in lowland rivers (Slattery et Burt, 1997; Stone et Walling, 1997; Phillips et Walling, 1999; Xu, 2002; Woodward et Walling, 2007) was monitored and was found to be highly variable, both in space and time (Walling *et al.*, 2000; Williams *et al.*, 2007). Despite all these works, it is still unclear how the sediment delivery processes occurring from hillslopes via river channels to catchments' outlets affects the particle size. Some authors suggest that particles size variations are fully controlled by in-channel processes, as for instance through the conceptual model proposed by Droppo (2004), which considers the storm events resulting only in an increase of the shear stress on the bed rather than varying sediments inputs from hillslopes to the river. A somewhat opposite thinking is to be noted in erosion modelling, in which particle size only determines

their ability to be eroded and transported downward (Heng *et al.*, 2011), the particles not being considered to be themselves dynamical within the flow. Especially in headwater catchments, it has to be clarified whether efforts have to be made on the understanding of the erosion processes, combining the various sources of soil eroded particles and the intrinsic size selectivity of these processes, or on the river's specific processes affecting particle size, i.e. breakdown or flocculation. Some results were published in that sense by Droppo *et al.* (2005). This study showed that discrete particles from hillslope or channel can be differentiated thanks to their morphometric characteristics. However, the authors recognized that this differentiation was not possible within fluvial system, underlining the need of further studies in headwater catchments where both soil aggregates and flocs formed within the water column coexist.

Moreover, mountainous catchments are recognized to be great contributors in terms of sediment yield to larger systems (Milliman and Syvitsky 1992), but are still not well documented. Although several studies were undertaken in that sense (Francke *et al.*, 2008; López-Tarazón *et al.*, 2010; Navratil *et al.*, 2011) their core usually consists in monitoring river discharge and suspended particles concentration. Mainly due to technical difficulties associated with the severe character of flood events, their strong flow intermittency and the very high concentrations, very few studies of particle size in mountainous environments are available (Lenzi et Marchi, 2000; Woodward *et al.*, 2002; Petticrew, 2005; Haritashya *et al.*, 2010). Another possible explanation for such scarcity could be that of Phillips et Walling (1995) who underlined the need to measure the effective particle size in situ, while all the devices that have been used so far are still unable to operate in the context of highly concentrated flow (more than a few gram per litre), a condition usually encountered in mountainous catchment (Navratil *et al.*, 2011).

This paper is thus dedicated to i) develop a particle size measurement protocol for highly concentrated samples ii) assess the representativeness of the measured particle size and iii) discuss the variability of particle size, in terms of extent and controlling factor.

## 4.2 Material and methods

### 4.2.1 Catchment characteristics and field sampling

This study focuses on the Galabre, a 22 km<sup>2</sup> headwater catchment embedded in the Bléone catchment, located in the Southern French Alps and tributary to the Rhône River. It is characterized by a Mediterranean and mountainous climate, usually experiencing high rainfall intensity in summer. Mean annual precipitations ranges from 600 to 1200 mm, with a recorded maximum intensity of 80 mm.h<sup>-1</sup> at a ten-minute time step. The catchment is composed of various lithologies, namely marly calcareous (54%), quaternary deposits (31%), gypsum (4%), molasses (2%) and black marls (9%). These rock types are well organized from upstream to downstream. It is mainly covered by grassland (67%) with little anthropogenic activity. Its elevation ranges from 700 to 1900 m above sea level.

A monitoring station was installed at the catchment's outlet in 2007, and is described in detail in Navratil *et al.* (2011). It measured the water level each ten minutes, with a 24 GHz radar (Paratronix Crusoe), derived into discharge series through a rating curve. Suspended sediment

concentration was measured at a ten minutes time step thanks to a nephelometric turbidimeter (WTW Visolid 700-IQ). It was combined to an automatic water sampler (Teledyne ISCO 3700), in order to establish a turbidity-concentration relationship and to allow further analysis on suspended sediment. 387 samples were collected from the river during 24 flood events from 2007 to 2009. 37% of the samples had concentrations  $> 10 \text{ g.l}^{-1}$ , with a recorded maximum concentration of  $133 \text{ g.l}^{-1}$ . An automatic rain gauge was installed in the centre of the catchment, providing rainfall intensity

## 4.2.2 Particle size measurements

### 4.2.2.1 Sample preparation

Given that no device allows in situ measurement of particle size during floods with high particles concentration, measurement were made on samples collected during floods and then returned to the laboratory for analysis. Among the 24 floods recorded, five were chosen for further particle size measurements. These latter were representatives of the different hydraulic conditions encountered during the three year monitoring period. The particle size distribution (PSD) was measured thanks to a Malvern Mastersizer 2000, resulting in volume distributions of particles in 100 logarithmically spaced size classes ranging from  $0.01$  to  $2000 \mu\text{m}$  which were synthesized into three percentiles, namely the  $d_{10}$ ,  $d_{50}$  and  $d_{90}$ . The main constraint of this laser technology is that the sample concentration must not exceed about one gram per litre, which was particularly problematic in the case of this study since sampling often resulted in tens of grams. The question of sub sampling and its associated uncertainty therefore had to be addressed. To the best of our knowledge, the published data on PSD in environments exhibiting high suspended concentrations did not explore this possible source of error (Lenzi et Marchi (2000) : up to about  $50 \text{ g.l}^{-1}$ , Haritashya *et al.* (2010) : up to about  $10 \text{ g.l}^{-1}$ ). Two different subsampling methods were then undertaken. In these tests, the error was defined as the relative difference on  $d_{10}$ ,  $d_{50}$  and  $d_{90}$  between two subsamples issued from the same initial sample.

The first subsampling method consisted in putting in suspension the whole sample by means of a magnetic stirrer, maintained at a level as low as possible to avoid possible particle disruptions. A pipette was used in order to take a subsample at a given height, analyzed for PSD. These tests revealed that this technique induced huge relative differences, ranging from 1 to 1600 %, on average for the finest 60 % ( $n=56$ ). These differences were assumed to be related to differential settling occurring despite the stirring. The second subsampling method consisted in the use of a home made device, designed to divide an initial sample into two subsamples. The upper part was composed of a 5.5 cm diameter tube, whose bottom was filled with resin. 40 little pipes of a 3mm diameter were included into it. Their lower parts were grouped in two packs of 20, and each pack was driven into a distinct container. The whole initial sample was gently inserted into the upper part ; the water and associated particles then “randomly“ flowed down the little pipes in a quiescent flow, creating two subsamples with half quantities of particles. If the concentration was visually considered as correct for PSD measurement, it was brought to the laser sizer for analysis. Otherwise, the operation was renewed. Relative errors ranged between 1 and 30 %, on

average 13 % ( $n=64$ ); consequently this method was then preferred to the first one. However, as we did not manage to find why high (i.e. 30%) or low (i.e. 1 %) errors occurred, the maximum error (i.e. 30%) bar was systematically applied to particles sizes.

#### 4.2.2.2 Effective and absolute particle size measurements

Given that two kind of particle size are of interest (i.e the effective / aggregated one and the absolute / dispersed one), we intended to acquire both. To acquire a PSD close to the “effective” one, PSD was measured almost immediately after introducing the sample in the laser sizer tank, with a stirring and pumping value as low as possible to avoid possible particle disruption (respectively 500 and 1250 rpm), but at a sufficient level to put the whole sample into suspension inside the sample unit. The maximum value of stirring, pumping (respectively 1000 and 2500 rpm) and sonication were then applied. One measurement was then made each minute during ten minutes in theses experimental conditions. The last measurement was assumed to be the “absolute” one, corresponding to a physical dispersion. Ten minutes were found to be a good compromise between the time consumed by a measurement and the time to which maximal physical dispersion was obtained through the protocol. This procedure led to size variation between the two ultimate time steps (nine and ten minutes of stirring and sonication) of 0.3% (for  $d_{10}$ ) to 0.6 % (for  $d_{50}$  and  $d_{90}$ ), on average for all tested samples ( $n=47$ ). Clearly, both “effective” and “absolute” distributions are not the same as those usually called in the literature. However, using rigorously the same protocol for each sample, one can see if the results are physically consistent or not, and if it can be interpreted. It was preferred not to use chemical dispersion as this would have dispersed the aggregates much more than the flow shear stress would have done; the aim was to obtain a disaggregation kinetic similar to the one that could occurred in natural conditions in the river flow. Because this study focuses on particles physical behaviour, rather than chemical, in the following the analysis was made for the “effective” size unless stated otherwise, and the corresponding percentile were named  $Ed_{10}$ ,  $Ed_{50}$  and  $Ed_{90}$ .

#### 4.2.3 Data analysis

A statistical analysis was performed in order to find which explanatory variable showed the best statistical relationship with particles size. The variables directly available from field measurements were : instantaneous discharge ( $Q$ ,  $m^3.s^{-1}$ ), suspended sediment concentration ( $SSC$ ,  $g.l^{-1}$ ), and rainfall intensity ( $RI$ ,  $mm.h^{-1}$ ). Five other variables were derived from  $Q$ ,  $SSC$  and  $RI$  : base flow discharge ( $Q_{BF}$ ,  $m^3.s^{-1}$ ), obtained by dividing the hydrograph into two parts, one being assumed to be water essentially due to runoff, the other part being assumed to be mainly discharge due to baseflow according to the method proposed by Chapman (1991). Cumulated suspended sediment load ( $SSL$ , in tons) calculated with equation 4.1 from the beginning of the discharge increase ( $t = 1$ ) until the time  $T$  of each considered point. Likewise, cumulated water volume ( $V_w$ ,  $m^3$ ), was computed with equation 4.2. Replacing  $Q$  with  $Q_{BF}$ , the base flow volume ( $V_{BF}$ ,  $m^3$ ) was also computed. Finally, rainfall volume-specific kinetic energy ( $R.K.E.$ ,  $J.m^{-2}.mm^{-1}$ ) was calculated using the formula of Brandt (1990) reminded in equation 4.3. In

the following it was referred to as “rainfall kinetic energy“.

$$SSL = 0.6 \times \sum_{t=1}^T Q_t \times SSC_t \quad (4.1)$$

$$V_w = 600 \times \sum_{t=1}^T Q_t \quad (4.2)$$

$$RKE = 8.95 + 8.44 \times \log_{10}(RI) \quad (4.3)$$

Base flow discharge was considered in order to try to partition total discharge into runoff and groundwater, and so to have indirect clues on particle size control, between hillslope and river processes. No specific study (for instance using isotopic fingerprinting) was made in order to investigate the proportion of runoff and groundwater in total discharge, so this indication was considered only as a qualitative one in the interpretation of particles size (section 4.3.3). The analysis of particles aggregation implied the use of a degree of aggregation defined, according to Phillips and Walling (2005), as the percentage reduction in volume median particle size of the “effective“ distribution following laboratory treatment and measurement of the “absolute“ size distribution. Finally, the error attributed to discharge and shown in related figure was fixed from the literature at a 10% level (Navratil *et al.*, 2011).

## 4.3 Results and discussion

### 4.3.1 Assessment of the measurements quality

PSD measurements for highly concentrated samples could be conducted thanks to the protocol described in section 4.2.2. The quantified errors (30 %) remained relatively high but should be considered as acceptable. Considering that high errors obtained during the pipette subsampling method occurred because of differential settling, the better results obtained with the second method might be explained by the fact that particles had almost no occasion to settle during this procedure. Indeed, the water column height in the upper part of the device did not exceed a few millimetres during more than a few seconds, the sample being quickly divided “randomly“ in the 40 small pipes. However, as the PSD measurements were not performed in situ, three operations might have affected the measured effective PSD. The first one is the pumping sequence of the ISCO sampler, which could either disrupt some particle or be size selective since the orientation of the sampler intake nozzle can drastically affect sampling efficiency. Some tests were made in the laboratory and a bias was found to occur. However, the station was installed following the recommendations of Winterstein et Stefan (1986) with the intake pointing downstream. A small eddy is supposed to form at the intake, which envelops the sand-sized particles and thus allows the sampler to collect a more representative sample of the coarse load. Secondly, it could also be argued that the subsampling device presented in this study could have disrupted some particles and trapped some coarse ones within the pipes. But the pipes have a larger diameter (3 mm) than the coarsest particles that were ever collected, anyway larger than what is physically possible to process in the laser sizer. Care was also taken during the subsampling to gently insert

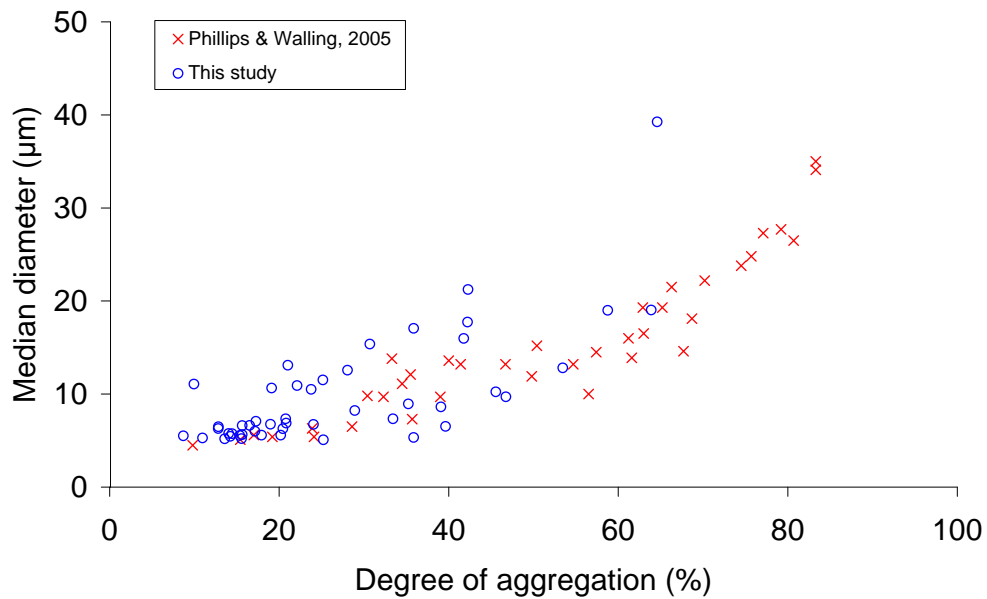


FIG. 4.6 – Comparison of data for the Galabre catchment (this study) with data from Phillips et Walling (2005). The degree of aggregation is defined as the percentage reduction in volume median particle size of the “effective” particle size distribution following laboratory treatment and measurement of the “absolute” particle size distribution. The median diameter is the “effective” one.

the whole sample within the device, and the flow was observed to be quiescent within the pipes. Third, Phillips et Walling (1995) reported an increase in particle size in conjunction with the time settled in a container. Since in situ measurements were not feasible, no strict evidence of the measurements’ quality can be given here. Nevertheless these two last possible sources of error were addressed through a comparison with the study of Phillips and Walling (2005), which provides both effective size and degree of aggregation for in situ measurements (Fig. 4.6). The non in situ measurements proved to be in the same range as those measured in situ by Phillips and Walling (2005). This is particularly interesting concerning the degree of aggregation, believed to be more of interest in such comparisons as there are no reasons for these two environments, lowland and mountainous, to display the same effective size (Walling et Moorehead, 1989). Furthermore, the relationship linking the degree of aggregation to the effective size was quite close to the one proposed by Phillips et Walling (2005), although the degree of aggregation computed in this study was quite high on some occasions, probably due to the choice of a purely physical dispersion for “absolute” PSD measurement. These two points are encouraging for the non in situ measurements further presented in this study, as if aggregation had greatly influenced the PSD of the samples after their extraction from flood, there would have been no reasons for all the data set to be aligned on the same kind of law, and in the same ranges of values for both the effective size and the degree of aggregation. One of the reasons for this similarity might be the low content of organic matter in samples collected from flood ( $< 5\%$ ). Soils are not well developed in such mountainous environments and the potential source material in eroded areas has characteristics very close to that of original geological material. Another point that gives credit to the protocol presented here is that the “absolute” sizes were quite in the same range as those



obtained by Phillips et Walling (2005) through chemical dispersion. The protocol presented here did provide some important dispersion and it may have resulted in “absolute” size similar to those that would have been obtained with chemical dispersion.

### 4.3.2 Variability of the effective particle size distributions

Five flood events were analyzed, corresponding to 47 samples. The “effective” particles size were generally finer than sand-sized ( $> 63 \mu m$ ) particles, the percentage of coarsest particles ranging from 1 to 10 %. The  $Ed_{50}$  ranged from 5 to  $39 \mu m$  (Fig. 4.6). These values were similar albeit finer than those presented in the same kind of environment by Lenzi et Marchi (2000). For samples in the same range of sampled discharge, coherent  $Ed_{50}$  were measured. Values reported by Walling et Moorehead (1989) are a bit coarser, but limited explanation on the sampling and analysis protocol prevent detailed comparisons. Haritashya *et al.* (2010) present slightly coarser values. However, they used a device designed to measure dried samples, which could imply organic matter removal, suggesting that coarsest elementary particles rather than coarsest aggregated particles were measured.

Among the five flood events analyzed, two of them are presented in this study with some of their particle size distributions (Fig. 4.7). During the August 2008 event (Figure 4.7(a)), particles extracted at  $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  presented a quite identical particle size distribution as the one measured at  $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , regarding the measurement errors. For the event which occurred in February 2009 (Figure 4.7(b)), a clear second mode appeared at about  $400 \mu m$ , when the discharge rose up from  $0.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  to  $3.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . This comparison revealed that the suspended PSD could exhibit either an important intra storm variability or stability, reflecting some variability in the processes being responsible for the sizes measured at catchment’s outlet. Indeed, the variation coefficient of the  $Ed_{50}$ , i.e. the ratio between the standard deviation and the mean, was twice smaller for the August 2008 event than for the February 2009 event.

To go further into these apparent stability or variability, a statistical analysis was conducted, using the Pearson correlation coefficient matrix (Tab. 4.1) and a visual inspection of the data. Discharge was used as a global and integrative variable, resulting from the whole processes acting on hillslopes and within the river channel. It was found to be the one that best correlated with particle size. Determination coefficients, which should be taken as qualitative information but do reflect the observed trend, reached values of 0.46, 0.62 and 0.82 for  $Ed_{10}$ ,  $Ed_{50}$  and  $Ed_{90}$  respectively. The correlation was surprisingly good given what Walling et al. (2000), for instance, reminded us about the quantity of processes affecting particle sizes in lowland river environments. Among them, an obvious one is seasonality (Phillips et Walling, 2005), as the flood events analyzed were extracted at different time and even different years ; It was somewhat surprising that using every flood events in the analysis resulted in such good results.

Suspended sediment concentration was also tested as it is known to exert a strong influence on particle size, as often illustrated by the diagram proposed by Dyer (1989). In the present study, however, it did not display a good relationship with the “effective” particle size. Suspended sediment load was used as an indicator of particles availability, high SSL being assumed to correspond to an important contribution from hillslopes or channel. It was statistically disconnected

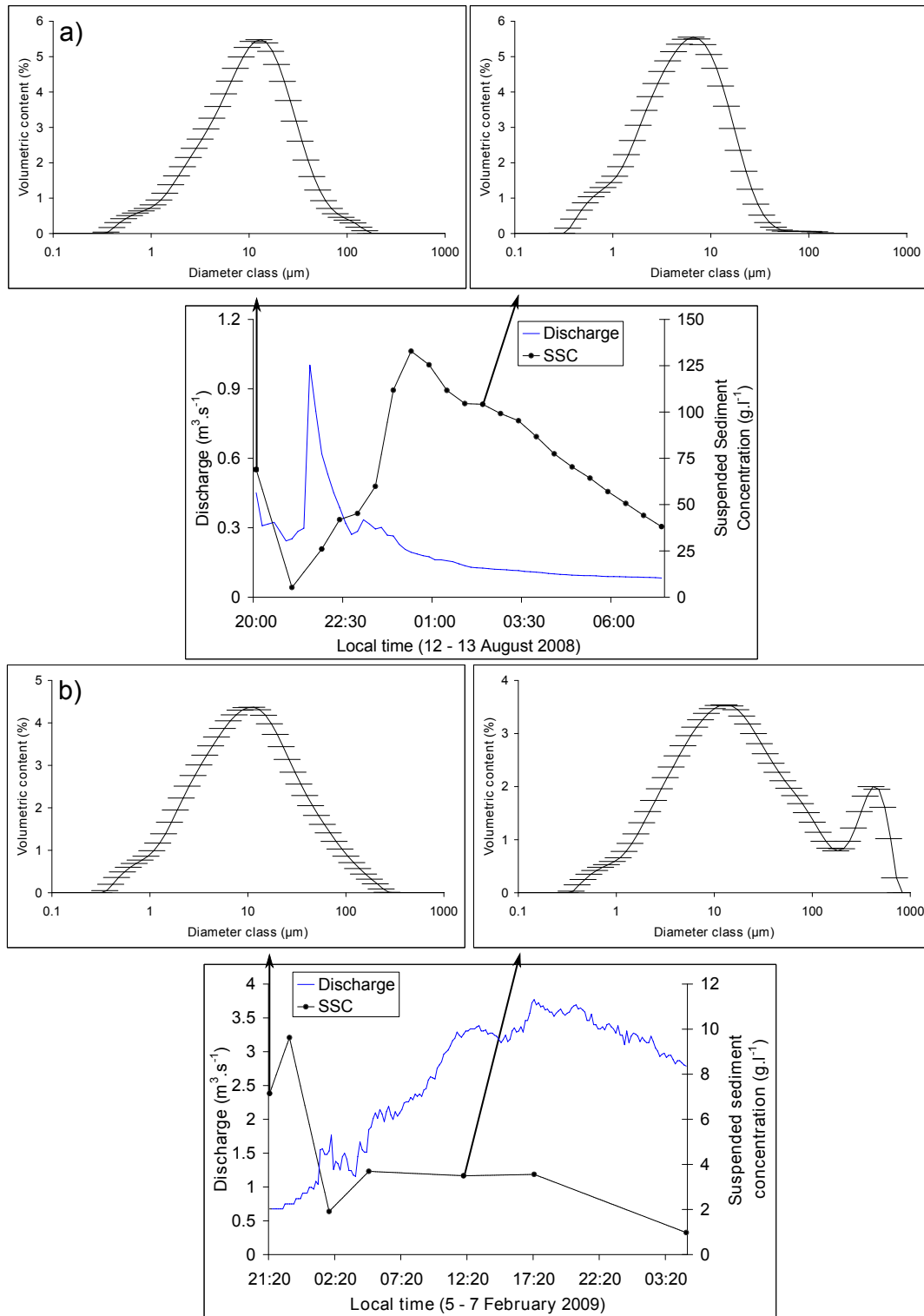


FIG. 4.7 – Two flood events recorded in the Galabre catchment and some of their associated “effective” particle size distributions : a) 12-13 August 2008 and b) 5-7 February 2009. The continuous line represents discharge. The second continuous line, with dots showing each time a sample was analyzed for particle size distribution (PSD), represents suspended sediment concentration (SSC). Two PSDs are displayed for each flood event and are indicated by arrows on the concentration curve.

	$Q$	$V_w$	$SSC$	$SSL$	$RI$	$RKE$	$Q_{BF}$	$V_{BF}$	$Ed_{10}$	$Ed_{50}$	$Ed_{90}$
$Q$	1										
$V_w$	<b>0.89</b>	1									
$SSC$	-0.35	-0.28	1								
$SSL$	-0.002	0.17	<b>0.54</b>	1							
$RI$	0.08	0.004	-0.05	<b>-0.38</b>	1						
$RKE$	<b>0.34</b>	0.16	-0.26	<b>-0.56</b>	<b>0.74</b>	1					
$Q_{BF}$	<b>0.73</b>	<b>0.76</b>	0.03	0.02	0.16	<b>0.34</b>	1				
$V_{BF}$	<b>0.80</b>	<b>0.88</b>	-0.08	0.25	0.07	0.26	<b>0.88</b>	1			
$Ed_{10}$	<b>0.47</b>	<b>0.34</b>	<b>-0.30</b>	<b>-0.35</b>	0.17	<b>0.37</b>	<b>0.32</b>	0.24	1		
$Ed_{50}$	<b>0.71</b>	<b>0.53</b>	-0.25	-0.19	0.15	<b>0.41</b>	<b>0.50</b>	<b>0.45</b>	<b>0.87</b>	1	
$Ed_{90}$	<b>0.90</b>	<b>0.68</b>	-0.28	-0.01	0.08	<b>0.34</b>	<b>0.59</b>	<b>0.62</b>	<b>0.51</b>	<b>0.80</b>	1

Tab. 4.1 – Pearson correlation coefficient matrix between the following variables : discharge ( $Q$ , cubic meters per second), total volume of water ( $V_w$ , cubic meters), suspended sediment concentration ( $SSC$ , grams per liter), suspended sediment load ( $SSL$ , kilograms), rainfall intensity ( $RI$ , millimeters per hour), rainfall kinetic energy ( $RKE$ , joules per square meters per millimeter), baseflow discharge ( $Q_{BF}$ , cubic meters per second), baseflow volume ( $V_{BF}$ , cubic meters), effective  $d_{10}$  ( $Ed_{10}$ , micrometers), effective  $d_{50}$  ( $Ed_{50}$ , micrometers), and effective  $d_{90}$  ( $Ed_{90}$ , micrometers). Numbers in bold are significant at the 5% level, while those in italic identifies that the variables are autocorrelated.

from particle size, which is clearly visible for coarse particles (represented by the  $Ed_{90}$ ), less for the finest. Therefore, fine particles seemed to be more likely dependent of material availability whilst coarse ones were controlled by another factor.

Rainfall kinetic energy was used as it has been recognized in the field of hillslope erosion research as one of the best indicator of particle detachment by raindrop impact (Kinnell, 2005). Little correlation was found between effective size and both rainfall intensity or rainfall kinetic energy, probably because only one rain gauge was available for the whole catchment. Vegetation should also have had influence on this result, as it has been shown to decrease rainfall energy (Brandt, 1990). Nevertheless, it is interesting to note that the use of rainfall kinetic energy rather than rainfall intensity improved the correlation with suspended sediment load and, to a lesser extent, with particles size. This could mean that using such derived quantity still makes sense at this scale and that rainfall kinetic energy exerted a control on particle size on hillslopes, still influencing PSD in the river downstream. Given the quite low correlation coefficient and a visual inspection of these relationships, such interpretation should however be taken with care.

### 4.3.3 Factors governing particle size distribution variability

The rather good and positive relationships between effective particle size percentiles and discharge are in agreement with the study of Lenzi et Marchi (2000). However, discharge was measured at the catchment's outlet and it is an integrative variable reflecting, at least, three explanatory processes : i) an increase in transport capacity with increasing discharge, both of overland flow on hillslopes and of the river's flow, ii) different particles size may be introduced in the river flow from channel banks or hillslopes. Indeed, discharge is the results of all the

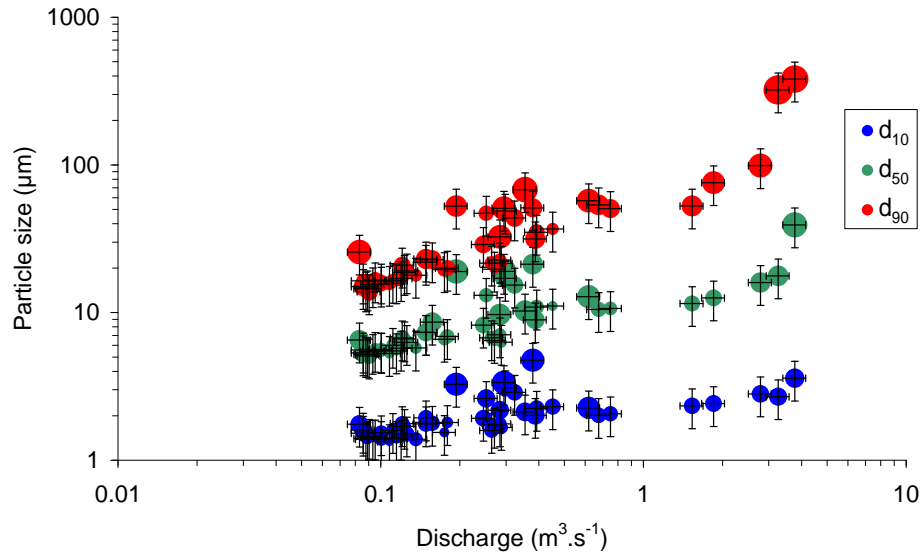


FIG. 4.8 – “Effective” particle size measured for suspended sediment plotted against discharge for five flood events. Finest to coarsest particles are represented through three data sets. Because of the wide range of values, a log-log scale was used. The size of the dots represents their degree of aggregation.

processes acting upstream and different discharge could then correspond to different intensities in the erosion and delivery processes acting on hillslopes (i.e. size selectivity) and within the channel banks, or iii) once in the river, the various shear stress may fully control the particle size whatever the inputs to the river, a process well summarized by the diagram proposed by Dyer (1989).

Figure 4.8 shows the relationship between particle size and discharge. The general trend of increasing particle size with increasing discharge was clearer for coarse particles (Tab. 4.1), which could be an argument for the transport capacity hypothesis; smaller particles (represented by  $d_{10}$ ) are so fine, with corresponding small Rouse numbers, that transport capacity might not be their unique controlling factor. The percentage of sand-sized particles ( $> 63 \mu m$ ) increased with discharge from less than 1 % to about 42 % at the maximum recorded discharge. The finest particles proportion exhibited an opposite behaviour, decreasing from about 100% to 58% as discharge increases. This suggests that higher discharge transports either some more aggregated particles or coarsest elementary particles. The degree of aggregation increased from 9% for some of the samples collected at low discharge to 65 % for some of the samples collected at high discharge (Fig. 4.8). These degrees, combined with the decrease in fine particles proportion at high discharge, suggests that clay and silt particles are incorporated into aggregates, which is consistent with the well recognized idea that particles are transported in aggregated form (Droppo, 2001). This measurement is meaningful as, to the best of authors’ knowledge, only Woodward *et al.* (2002) had shown that aggregation was effective in highly energetic environments, through scanning electron microscopy.

An analysis of aggregate breakdown kinetics (not presented here) revealed that the coarsest particles transported at higher discharge were prone to disaggregation : sand-sized particles could

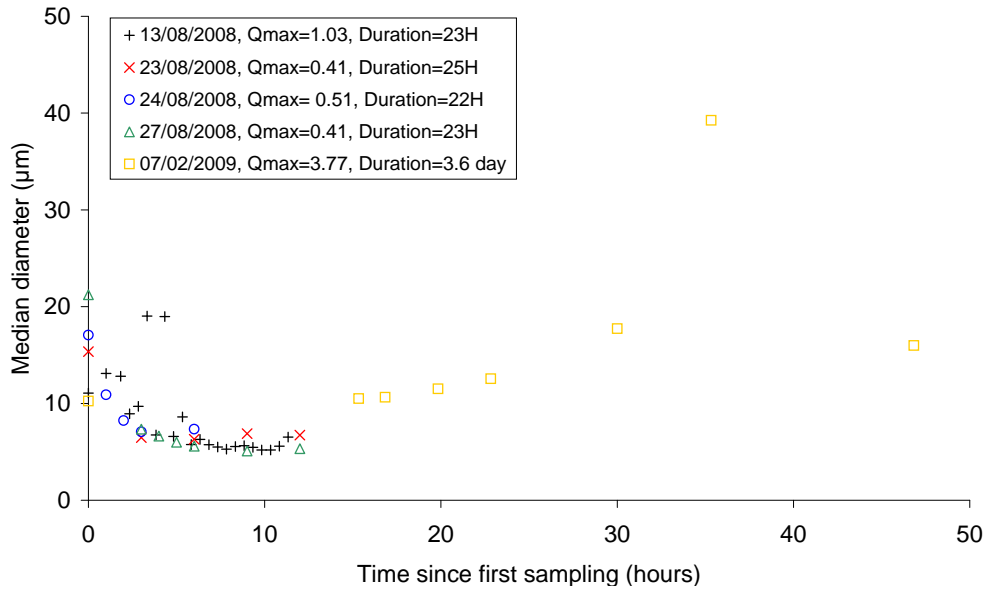


FIG. 4.9 – Temporal change of “effective” median particle diameter during the five flood events. For each flood, the first sample is defined as  $t=0$ . Each flood event duration and magnitude ( $Q_{max}$ ;  $m^3.s^{-1}$ ) is reported in the legend.

account for 42% of the total “effective” volume size distribution whereas it accounted for only 15% of the “absolute” volume size distribution. It suggests that coarser cohesive material rather than coarser elementary particle, typically sand, were transported at higher discharge. This material could be aggregates detached and transported from hillslopes or cohesive particles from the river bed. Some temporal trends were found for particle size at the flood event scale (Fig. 4.9). Four of these events displayed a quick decrease of PSD with time. It could be explained by a leaching from channel banks at the beginning of the rising stage, or by of a pulse of coarse particles mobilized from hillslopes. The February 2009 flood event displayed an increase in particle size with time, and a decrease in the last time step, suggesting the continuous mobilization of coarse particles, for instance through the progressive input of more distant sources of material. Indeed the geology is well organized in the studied catchment with distinct rock types occupying different locations along the channel linear. The progressive measurement of different rock types, implying different absolute size and different flocculation behaviour (for instance through different organic content), is more likely to have occurred within this last flood event, as the event was 7 times longer than the others. However, as it is also the event displaying some of the highest discharge, one can also argue that this trend reflects the progressive mobilization of coarser particles from the bed, and we cannot conclude only from PSD data. It is also interesting to note that coarsest particles were transported not only at high discharge, but also at discharge corresponding to low  $Q_{BF}/Q$  ratios; indeed, this ratio was up to about 10 times lower for the samples taken at high discharge compared to those collected at low discharge. It could then be thought that the aggregated material transported at higher discharge rather corresponded to coarser particles transported from hillslopes, as the hydrograph separation suggests that more of the total discharge is due to runoff rather than baseflow.

No clear relationship was found between the degree of aggregation and discharge; however, an

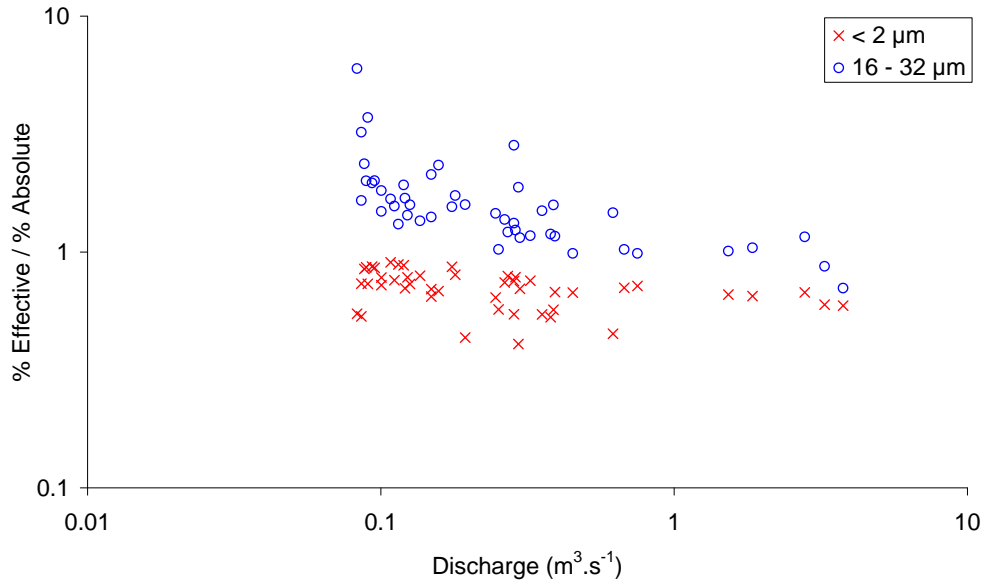


FIG. 4.10 – Plot of the ratio of % effective-% absolute particle size distribution against discharge for two different size fractions. The ratio is calculated as the ratio of volume percentage of effective particle size within a size class / volume percentage of the absolute size within the same size class.

analysis of the ratio between the “effective” and “absolute” size for some fractions (Fig. 4.10) revealed that discharge was negatively correlated with this ratio. Assuming that different discharges correspond to different shear stress, this result suggests that some fractions were more likely to be controlled by the flow. The ratio for the 16-32  $\mu\text{m}$  fraction decreased with increasing discharge, supporting the idea that an increase in discharge resulted in particles disruption. For the  $< 2 \mu\text{m}$  fraction there was no clear trend, probably because such sizes represent elementary particles, rather insensitive to shear stress. This analysis revealed that some fractions, for instance the 16-32  $\mu\text{m}$  one, were more prone to disaggregation under shear stress than others, for instance the  $< 2 \mu\text{m}$  fraction.

## 4.4 Conclusions

Technical constraints and high particles concentrations make measurements of PSD in mountainous environments quite hard. Until new technologies become available, studies on samples extracted from flood represent the main sources of information, but the doubt with their validity still remains. At least errors made in the laboratory treatment can be limited, and general trends analyzed in order to see whether the results are physically meaningful, which was the scope of this paper. The main results could be summarized as follow :

- A dilution and measurement protocol, which allowed measurements of highly concentrated samples, was presented and resulted in acceptable (30%) errors.
- The measured “effective” PSD were physically interpretable and proved to be consistent with measurements made in situ in lowland rivers and in another study conducted in the

same kind of environment. The average  $Ed_{50}$  was about  $10\ \mu m$  and was ranging from 5 to  $40\ \mu m$  (minimum and maximum value).

- A general trend of increasing size with discharge was found. This trend was found to be coherent with another study in the same kind of environment.
- The particles measured in this highly energetic environment were found to be aggregated at various levels, in agreement with the general idea of their composite nature. This observation helped in the interpretation of the correlation between particle size and discharge.
- Three different hypotheses were discussed in order to explain the relationship between particle size and discharge. The PSD data alone were not sufficient to answer whether or when the hillslope processes were completely buffered by the processes occurring within the river. However indirect informations suggested that, in this catchment, hillslope influence should not be neglected.

Further investigations are needed in that sense, for instance with the analysis of the particle origin simultaneously characterised by fingerprinting approach.

## Informations supplémentaires - Apport des versants

Pour des contraintes de place disponible dans la rédaction de l'article, des informations supplémentaires vont être exposées ci-dessous.

Etant donné l'organisation des lithologies dans le bassin versant du Galabre, l'augmentation de la taille avec le débit pourrait refléter un apport de zones contributrices de plus en plus lointaines. C'est pourquoi une information sur la provenance des particules semblait pertinente à analyser. Ainsi, les travaux de traçages menés par Legout *et al.* (2012b), basés sur le principe de traçage spectroscopique utilisant le domaine du visible, ont été analysés (Fig. 4.11). Le pourcen-

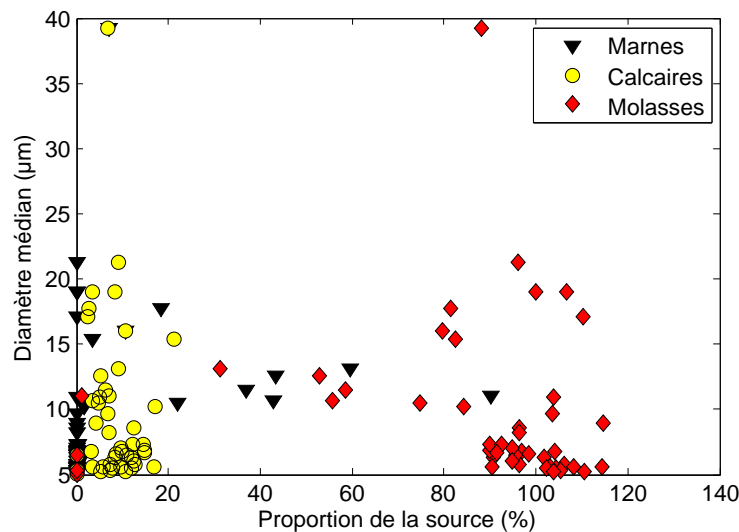


FIG. 4.11 – Diamètre médian en fonction de la proportion de la source correspondante dans l'échantillon, pour les marnes, molasses et calcaires.

tage de source présent dans un échantillon est estimé selon des mesures colorimétriques basées sur des échantillons de proportions connues, construits en laboratoires depuis les sols sources. Une régression PLS (Partial Least Square) est utilisée pour estimer la proportion de chacune des sources, indépendamment des autres. Autrement dit, trois régressions sont ainsi systématiquement utilisées. La précision estimée de ces mesures est de l'ordre de 20%.

La comparaison des pourcentages de sources aux tailles de particules nous apprend plusieurs choses. Tout d'abord, la relation entre source et taille des particules est faible : les coefficients de corrélation sont de l'ordre de 0.2. S'il y a une relation entre sol source et taille des particules, elle n'est donc que très peu visible à l'exutoire de ce bassin versant. Ceci peut être dû au fait que les variations de taille dues aux sols sont faibles par rapport aux variations dues à l'écoulement et à la sélectivité qui s'opère en amont.

De plus, cette figure montre que les crues analysées dans le cadre de ce chapitre sont principalement constituées de molasses. Ce résultat est en accord avec les mesures menées par Legout *et al.* (2012b). Sur les 328 échantillons analysés entre 2007 et 2011, au total 223 présentent une proportion de molasse supérieure à 75%. Les événements de crue analysés dans cette étude sont donc statistiquement représentatifs, en termes de lithologie, de ce qui est majoritairement transféré à l'exutoire du bassin versant.

## Synthèse de l'étude et nouvelles questions associées

Nous avons vu dans ce chapitre que les tailles des particules mesurées en suspension sont très fines. Le diamètre médian varie de 5 à 40  $\mu m$ . Les particules mesurées en suspension sont, quelles que soient leurs tailles, agrégées. Les particules les plus grossières ne sont donc pas systématiquement des particules élémentaires telles des sables par exemple. L'analyse statistique qui a été menée a montré que l'influence des versants ne semble pas négligeable. L'énergie cinétique de la pluie semble mieux corrélée aux masses transférées à l'exutoire que l'intensité de la pluie, ce qui suggère que cette observation couramment faite à l'échelle du processus apporte de l'information supplémentaire même à cette échelle. Le diamètre médian présente une bonne corrélation avec le débit de la rivière. Cependant, cette variable intègre par essence les processus de versant et de rivière. Avec ces seules expériences de terrain, nous n'avons pas réussi à hiérarchiser les processus impliqués dans le contrôle de la taille des particules.

Pour avancer dans la compréhension du transport de particules à différentes échelles, il nous est apparu important de clarifier l'importance relative des entrées depuis les versants par rapport à celle de l'écoulement. Derrière le terme "écoulement" se trouvent à la fois l'érosion et le dépôt, les processus susceptibles de modifier les propriétés des particules dans le lit, et les processus de désagrégation et de floculation au sein de la lame d'eau. Nous avons ainsi choisi de mener des expériences contrôlées de laboratoire visant à explorer ces effets relatifs. Ce sera l'objet du prochain chapitre. La figure 4.12 présente le cheminement de ce travail de thèse, avec les échelles et les outils choisis pour traiter les questions associées.



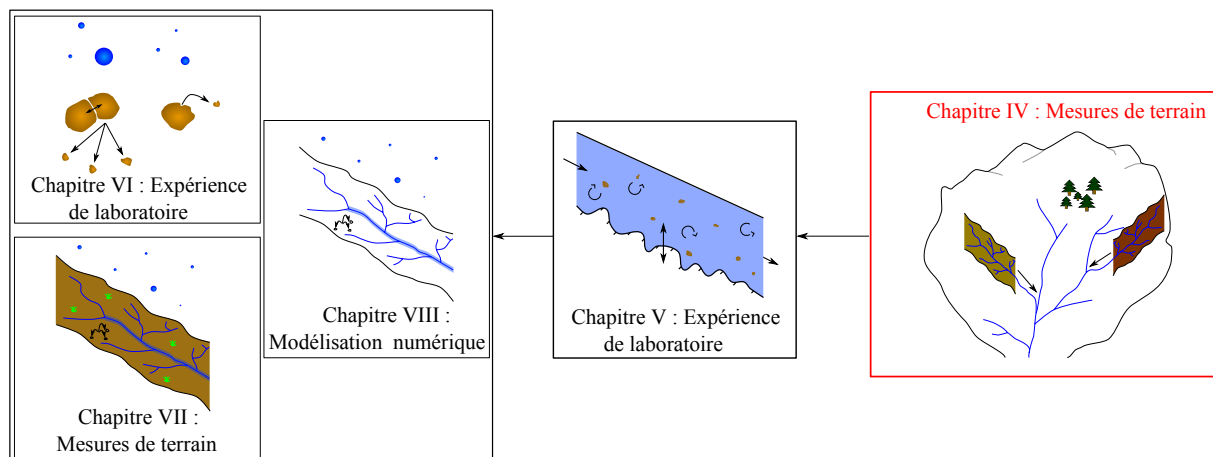


FIG. 4.12 – Avancement de la thèse. Chapitre 4 : Mesures à l'exutoire d'un petit bassin versant de tête.

## **Chapitre 5**

**Effets de l'écoulement et du type de  
sol sur les caractéristiques des  
particules en suspension**

## Avant-propos

Ce chapitre a été soumis le 20 Juillet 2012 à Hydrological Processes : T. Grangeon, I.G. Droppo, C. Legout, M. Esteves (2012). From soil aggregates to riverine flocs : a laboratory experiment assessing the respective effects of soil type and flow shear stress on particles characteristics. L'article soumis a été reproduit dans ce chapitre en reprenant le format de cette

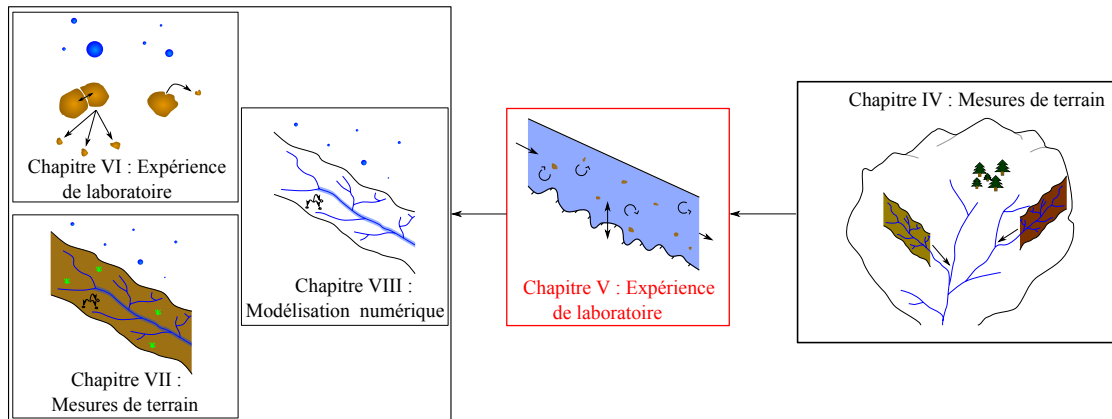


FIG. 5.1 – Avancement de la thèse. Chapitre II : Effet du types de sol et de l'écoulement sur les caractéristiques des particules en suspension.

thèse<sup>1</sup>.

Suite au chapitre 4, la question de l'effet relatif des sols et de l'écoulement sur la taille des particules a été soulevée. Plus largement, nous cherchons ici à opposer la vision “versant” des agrégats de sols à la vision “rivière” des flocs. Dans le premier cas, les particules sont supposées être très dépendantes du sol dont elles sont issues ainsi que du forçage les ayant arrachées du sol. En revanche, et à notre connaissance, les agrégats de sols transportés par l'écoulement ne sont pas considérés comme susceptibles d'être modifiés par les interactions avec les autres particules et / ou l'écoulement. Comme démontré dans les grandes rivières de plaines et les estuaires, ces interactions peuvent conduire à une réduction de la taille par désagrégation, ou à une augmentation de la taille par floculation. Cette conceptualisation des “flocs” porte une attention particulière aux interactions inter particules et particules-fluides, à la fois dans la colonne d'eau et à l'interface avec le lit, mais au détriment des caractéristiques des particules élémentaires, qui font pourtant partie des briques élémentaires des flocs.

Au cours de ce chapitre, nous tenterons donc de déterminer dans quelles proportions les variations de sols font varier les tailles des particules en suspension. Ceci pourrait nous aider à interpréter les mesures faites au cours du chapitre 4, puisque le bassin versant au sein duquel les mesures ont été faites comporte principalement trois types de sols. Ces variations seront comparées aux variations induites par l'écoulement, en termes d'érosion et de dépôt dans le lit et de turbulence dans l'écoulement. Nous essayerons également de définir si les agrégats de sols sont susceptibles de voir leurs caractéristiques évoluer dans l'écoulement. Une importance particulière sera accordée à ce point car elle serait lourde de conséquence. En effet, si la taille des agrégats

1. L'article ici présenté correspond à une version révisée, soumise le 4 Décembre, soit après la soutenance de cette thèse.

est complètement contrôlée par l'écoulement comme suggéré par les études observées dans la littérature en milieu estuarien, alors les efforts de recherche visant à comprendre l'évolution des particules le long du continuum versant-rivière devront porter une attention bien moindre aux processus de versants qu'à une caractérisation correcte des conditions d'écoulement (turbulence, concentration) dans la colonne d'eau.

Dans le contexte précis de ce travail de thèse, il est important de préciser que les sols "Black marls" et "Molasses" ont été collectés dans le bassin versant du Galabre étudié dans le chapitre 4, tandis que le "Clay soil" a été prélevé sur le versant des parcelles étudiées sur le site du Pradel, étudié au cours du chapitre 7.

## Instrumentation spécifique au chapitre

Le travail mené au cours de ce chapitre a été mené dans un laboratoire à l'étranger. Nous n'avons donc pas disposé du même granulomètre que lors des autres chapitres de ce travail de thèse, mais d'un CILAS 930. Son fonctionnement est identique à celui du Malvern Mastersizer 2000, mais sa gamme de mesure est restreinte à une taille maximale de  $500\ \mu\text{m}$ . Nous verrons que les tailles de particules mesurées n'ont cependant pas été un problème dans le cadre du travail mené.

Les expériences ont principalement été menées en utilisant un canal annulaire (Fig. 5.2). Du

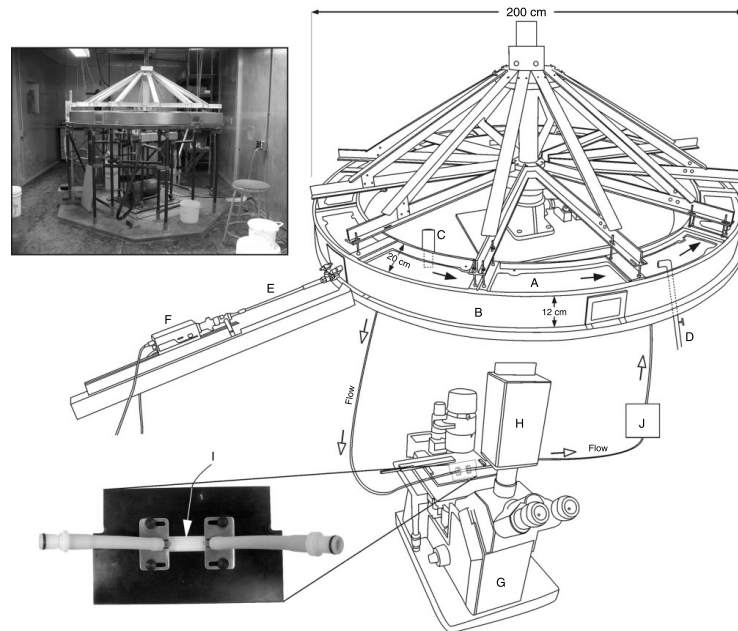


FIG. 5.2 – Photographie et schéma du canal annulaire utilisé au cours des expériences de ce chapitre. A : toit du canal. Les flèches noires indiquent le sens de sa rotation, donc de l'écoulement principal. B : Canal. C : Turbidimètre optique à rétro diffusion. D : Point de prélèvement pour les échantillons. E : Boroscope. F : Caméra vidéo CCD (interfacée à un enregistreur numérique). G : Microscope. H : Caméra numérique (interfacée avec un programme d'analyse d'images). I : Cellule d'écoulement (les particules érodées sont entraînées par une pompe péristaltique, en J). D'après Droppo (2009).



FIG. 5.3 – Photographie du granulomètre laser et de la cellule de cisaillement (à gauche du granulomètre).

fait des fortes concentrations employées au cours de ces expériences, l'utilisation en ligne du granulomètre laser, du boroscope et du microscope n'a pas été faisable. Des échantillons ont été extraits du canal régulièrement au cours des expériences et leur granulométrie a été mesurée au laboratoire immédiatement après prélèvement. J'ai reçu une aide logistique dans la mise en place de chaque expérience de Brian Trapp, technicien.

Des prélèvements de particules ont d'autre part été réalisés pendant les expériences pour mesurer leur vitesse de chute. Pour ce faire, les particules ont été introduites dans une colonne d'eau d'un mètre de hauteur à l'aide d'une pipette. Les particules sont déposées délicatement au sommet de la colonne par capillarité, afin d'éviter de générer de la turbulence qui affecterait la vitesse de chute. Une caméra enregistre des images des particules à une hauteur donnée. Des couples de photos sont utilisés pour mesurer à la fois le diamètre et la vitesse de chute des particules. De telles mesures demandent une quantité conséquente de travail tant lors de l'acquisition que dans le traitement nécessaire pour obtenir des vitesses de chute. C'est pourquoi nous n'avons pas multiplié les mesures au cours de ces expériences. Le traitement des images demande de plus une certaine expertise, les résultats obtenus étant dépendants de l'utilisateur (Droppo, communication personnelle). Dans le cadre de ce travail, et étant donné que mon temps de séjour dans le laboratoire était limité (un mois et demi), je n'ai donc que participé à l'acquisition de ces mesures et n'ai été que peu impliqué dans le traitement des images. La majorité des données ainsi obtenues est le fait du travail de Chris Jaskot, technicienne.

D'autre part, des expériences ont été réalisées à l'aide d'une cellule de cisaillement contrôlé. Lors de ces expériences, les particules sont introduites dans le bocal visible sur la figure 5.3, puis un boîtier de commande permet de régler le nombre de tour par minute des pales de l'agitateur. Une structure métallique est fixée sur les bords du bocal. Elle se compose de quatre bandes métalliques orientées perpendiculairement à la direction de l'écoulement, de manière à casser l'entraînement du fluide qu'aurait générée la rotation de l'agitateur.

## Abstract

Particles eroded from hillslopes and exported to rivers are recognized to be composite particles of high internal complexity. Their architecture and composition is known to influence their transport behaviour within the water column relative to discrete particles. However, to-date, hillslope erosion studies consider aggregates to be stable once they are detached from the soil matrix. Alternatively lowland rivers and estuaries studies often suggest that particle structure and dynamics are controlled by flocculation within the water column. In order to improve the understanding of particles dynamics along the continuum from hillslopes to lowland river, soil particle behaviour was tested under controlled laboratory conditions. Seven flume erosion and deposition experiments, designed to simulate a natural erosive event, and five shear cell experiments were performed using three contrasting materials : two of them were ill-developed and as such can not be considered as soils, whilst the third one was a calcareous brown soil. These experiments revealed that soil aggregates were prone to disaggregation within the water column but also that flocculation may affect their size distribution during transport. Large variations in particle size were found between soil types. Indeed, at the maximum applied bed shear stress, the median diameter was found to be three times higher for the well developed soil than for the two others. Differences were smaller in the falling limb, suggesting that soil aggregates underwent structural changes. However, characterization of particles strength parameters showed that these changes did not fully turn soil aggregates into flocs, but rather into hybrid soil aggregates-flocs particles. While particle characteristics changed once introduced within the water column, there is still an underlying need of further studies in order to clearly define the way eroded soil aggregates may modify/integrate into riverine flocs.

**Keywords** : Aggregates, flocs, suspended sediment, particles size, particles density, particles strength.

## 5.1 Introduction

Soil erosion and the fate of eroded material are of interest in many different disciplines. Damaged agricultural fields and exported nutrients adsorbed on fine particles can lead to a net loss in crop productivity (Collins *et al.*, 2005). An excessive sediment yield from hillslopes to river channels is also of great concern for aquatic life and water resources (Owens *et al.*, 2005) as it reduces light penetration within the water column, impacts fisheries, contributes to reservoir siltation and to the export of pollutants such as heavy metals and nutrients to downstream bodies of water (e.g., estuaries). Indeed, continental shelf sediments and associated heavy metal accumulation have sometimes been proven to have river origins (Oliveira *et al.*, 2007, 2011). Once in the ocean, deep particle settling results in an associated carbon sinking and therefore contributes to the global carbon cycle (Hanson *et al.*, 2000). Such issues underline the need to improve the acquired knowledge on suspended particle dynamics during their transport from hillslopes to lowland rivers and estuaries.

While river loads can carry both non-cohesive and cohesive particles, the latter were shown to represent up to 90 % of the total volume of sediment transport in some rivers (Droppo *et al.*, 2000).

gley, 1994). This stresses the need to improve the understanding of cohesive particle dynamics. Moreover, while the ability of particles to adsorb nutrients or pollutant has been shown to be related to the size of elementary particles (He *et al.*, 2010; Sutherland *et al.*, 2012) and organic matter content, the number of deposition and erosion cycles that particles undergo following their detachment from the soil matrix is linked to their aggregated or flocculated size (Kranck, 1980). The aggregate or floc size (along with their shape and density) controls the particles' ability to be exported over short and long distances through its close relationship with settling velocity (Williams *et al.*, 2008).

On the one hand, particles size distribution (PSD) and related characteristics such as density and fractal dimension have long been studied in lowland rivers and estuaries, either experimentally (Manning, 2004; Phillips et Walling, 2005; Petticrew, 2005) or theoretically (Winterwerp, 1999; Maggi, 2005). Different measurement procedures have been employed in order to characterize suspended particles. Laboratory microscopy (Liss *et al.*, 1996), *in situ* measurements using laser (Mikkelsen *et al.*, 2005), video (Dyer et Manning, 1999; Manning *et al.*, 2004) and water elutriation devices (Woodward et Walling, 2007) have helped improve the knowledge of what constitutes and controls suspended particle behaviour. In such environments, conceptual models such as the ones proposed by Dyer (1989) or Droppo (2004), argue that the aggregated size is mostly controlled by particle concentration and (respectively or) flow shear stress. These models are supported by numerous field (Mikes et Manning, 2010) and laboratory (Stone et Krishnappan, 2003; Stone *et al.*, 2008) observations. These models suggest that while soil particle physical, chemical and biological characteristics will have an effect on aggregate structure, both at detachment and within riverine flow (Walling et Moorehead, 1989; Ankers *et al.*, 2003), the down-river particle characteristics within the flow will ultimately be determined by in-channel hydrodynamic processes acting upon the particles.

On the other hand, while aggregated particles are recognized to be eroded from hillslopes to river channels (Slattery et Burt, 1997), and PSDs have been studied at the local (Leguédais, 2003), plot (Malam Issa *et al.*, 2006) and small headwater catchment scale (Lenzi et Marchi, 2000), no studies have, at these scales and within upland systems, addressed the dynamical behaviour of aggregated particles within flows. PSDs have been found to be highly variable in time in lowland river systems (Williams *et al.*, 2007), and soil aggregates were demonstrated to co-exist during flood events with flocs formed either in the water column or eroded from the bed (Droppo *et al.*, 2005). Despite such observations, existing hillslope or headwater catchment numerical models often considered particles as stable entities once detached (De Roo et Wesseling, 1996; Morgan *et al.*, 1998; Morgan et Duzant, 2008; Semmens *et al.*, 2008).

While limited, some studies defined the difference between flocs and soil aggregates. Flocs are generally considered to be water-born composite particles, either formed within the flow or within the bed. They have a high porosity, water content and primary constituent particles of organic matter, microbial communities, silts and clays (Droppo, 2001). They are assumed to be in dynamical equilibrium with the flow and particles concentration (Dyer, 1989; Droppo, 2004). Conversely, water stable soil aggregates are composite particles formed outside the river channel, rounder, more compact (Droppo *et al.*, 2005) and assumed to be stable in the flow. These differences in particles behavior (i.e. robust against loosely bonded particles) were stated

by Petticrew et Droppo (2000) and reiterated by Woodward *et al.* (2002). As a consequence, in soil erosion modelling the possible changes in particles characteristics have classically not been, while in large rivers or estuaries, particles dynamics is often considered through the joint use of an advection-diffusion and a coagulation equation, this latter describing flocculation and disaggregation (Krishnapan et Marsalek, 2005; Atkinson *et al.*, 2005).

Among the hypotheses proposed to explain the current small catchments scale models inability to reproduce the exported soil quantities (Jetten *et al.*, 1999), Wainwright *et al.* (2008) proposed that part of the explanation is due to their inability to consider particle travel distances. As particle characteristics (e.g. size, density, porosity) are known to exert large control on travel distances (Nord *et al.*, 2009), this failure could be due to the assumption of stable particle behaviour and conceptualization. Conversely, in existing flocculation models, particles are considered to be unique entities referred to as flocs (Krishnapan et Marsalek, 2005; Lee *et al.*, 2011). These models therefore do not take fully into account the potentially varying mineral materials included within soil aggregates. Yet some existing parameterizations take into account the density and volume of primary particles (Atkinson *et al.*, 2005), however, these parameters are usually not the core of such models. Nonetheless, it has been experimentally suggested that settling velocity of estuarine muds are influenced by elementary particles characteristics that in turn, are highly dependent upon the nature of the source material (Sanchez et Levacher, 2007).

In order to improve the understanding of PSD variation along the continuum from hillslope to river, it is important to clarify whether soil aggregates are stable or if they quickly turn into riverine flocs once they enter the river channel, in upland environments. This clarification will have important implications on hillslope erosion and fluvial transport modelling. This study therefore aims to 1) examining whether soil aggregates should be considered stable in flows, or if their size and characteristics are mainly controlled by in-channel processes as suggested by existing flocs observations and models, and 2) examine the relative importance of flow shear stress and soil type on suspended PSDs.

## 5.2 Material and methods

### 5.2.1 Soils characteristics

About 40 kg of each of the three different material types were collected from locations likely to represent highly erodible surfaces (top 10 cm of bare soil area sampled). Black Marls and Molasses were collected within the Galabre catchment, located in a sedimentary area of the southern French Alps. PSDs were previously measured during flood events in this catchment (Grangeon *et al.*, 2012). The third soil was collected in a cultivated sedimentary area located within the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory (southern France, Boudevillain *et al.* (2011). The first two materials could not be considered as soils, since they were sampled in badlands areas with almost no organic matter, thus their labels correspond to the lithological layers. The third material, a Calcareous brown soil (Le Bissonnais *et al.*, 2007), hereafter referred to as “Clay soil“, was a well developed soil with higher organic content. The material textures and sampling locations are summarized in Table 5.1. These measurements



Soil	Molasses	Black Marls	Clay soil
Sampling latitude	44 ° 11'50"N	44 ° 10'18"N	44 ° 34'48"N
Sampling longitude	06 ° 12'57"E	06 ° 12'56"E	04 ° 29'44"E
Clay (0-2 $\mu m$ ) content	326	182	341
Silt (2-50 $\mu m$ ) content	477	566	413
Sand (50-2000 $\mu m$ ) content	197	252	246
Organic carbon (g/kg)	20	18	27
Aggregation degree (%)	99	134	813

Tab. 5.1 – Name, sampling locations, absolute (i.e. dispersed) size fraction in  $g\ kg^{-1}$ , organic carbon and aggregation degree of the soils used in this study.

were made on composite samples, corresponding to a collection of samples collected at different locations, to account for some of the spatial variability of the soils properties. Moreover, soil aggregates directly introduced into the CILAS tank before any experiment were measured for their disaggregation dynamics. Non-soil materials such as pebbles and roots were removed from the soils, first using a 1 mm mesh sieve and then manually, resulting in about 8 to 20 kilos available for the experiments. They were then air dried, sent to Environment Canada, Burlington, Ontario, where they were kept at 4 ° C for two weeks prior to the first experiment. This was done in order to start each experiment with comparable initial conditions. Keeping samples at low temperature was done in order to limit microbial development.

## 5.2.2 Experimental set-up

Two different devices were used in this study :

- Annular flume - used to apply incremental shear stress levels to the soils based on a simulated version of natural flood events previously analyzed for their PSDs (Grangeon *et al.*, 2012).
- Shear cell - used to specifically analyze particle strengths for the three materials over a wider range of controlled shear stress. These devices and relevant calculations are described below. For detailed equipment description, the reader is referred to Droppo (2009) and Droppo *et al.* (2008), respectively.

### 5.2.2.1 Annular flume

The annular flume was 2 m in diameter by 20 cm wide and 12 cm deep. Dechlorinated tap water (110 L) was used to form a 10 cm deep water column. The flume lid, which just touches the surface of the water, was rotated to create flow and an average bed shear stress  $\tau_0$  (Pa) was determined using a previously determined calibration (Lau et Droppo, 2000). Average bed shear stresses ranged from  $1.0\ 10^{-2}$  to  $3.9\ 10^{-1}$  Pa and were in the same order of magnitude as those presented by Beuselinck *et al.* (1999a). These shears are therefore representative of natural erosive conditions measured for small water depth, such as the ones that could exist during rill

erosion or floodplain inundation.

In order to quantitatively estimate the shear stress within the water column, an estimate of the mean energy dissipation rate  $\varepsilon$  ( $\text{N m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) or the mean dissipation parameter  $G$  ( $\text{s}^{-1}$ ) was determined. These are considered to be proxies of turbulence within the water column. From bed shear stress measurements, the shear velocity  $u_*$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) can be estimated at a boundary (i.e. on the bed) as follows :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_w}} \quad (5.1)$$

where  $\rho_w$  is the density of water, assumed to be  $1000 \text{ kg m}^{-3}$  (fresh water) in this study. To obtain an estimate of the dissipation energy rate, and taking into account the fact that particles were not sampled at the bed surface, the relationship proposed by Nezu et Nakagawa (1993) was used :

$$\varepsilon \cong \frac{u_*^3}{\kappa y} \frac{1 - \zeta}{\zeta} \quad (5.2)$$

where  $\zeta$  is the relative elevation above bed,  $y$  is the distance (m) from the wall; in this study, samples were collected 3 cm above bed surface. The Von Kármán constant  $\kappa$  (dimensionless), scaling the logarithmic profile of the flow velocity assumed to establish eq. (5.1), was fixed at 0.4 in this study (Bouchez *et al.*, 2011). The mean dissipation parameter  $G$  ( $\text{s}^{-1}$ ) was then estimated using :

$$G = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\nu}} \quad (5.3)$$

where  $\nu$  is the kinematic viscosity of water (fixed at  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). It has to be stressed that the mean dissipation parameters estimated using this procedure were not used as absolute values. Indeed, the assumptions made to establish eq. (5.3) were somewhat flawed regarding the flow generated within the flume : as only the top lid rotated, resulting in inhomogeneous velocity fields with centrifugal forces, the vertical logarithmic velocity profile assumed in order to establish eq. (5.1) was likely not valid. Nevertheless, a detailed description of the flow velocity field was not the aim of this study, and the results obtained using the methodology described above were therefore considered acceptable estimates.

### 5.2.2.2 Shear cell

The shear cell was composed of a 2 L beaker filled with dechlorinated tap water, in which particles were introduced. Four baffles and a six-blade impeller were used to generate turbulence within the beaker. The number of rotations per minute was recorded and  $\varepsilon$  was derived with the following equation (Biggs et Lant, 2000) :

$$\varepsilon = \frac{P_0 N^3 D^5}{V} \quad (5.4)$$

where  $P_0$  is the impeller power number (1.3),  $N$  is the impeller speed (rotation per second),  $D$  is the impeller diameter (7.4 cm) and  $V$  the stirred tank volume. In order to analyze if particles were rather prone to large-scale fracturation or surface erosion, the Kolmogorov micro scale  $\eta$

Run	Soil	Second $\tau_0$	Initial condition	Max. concentration	Max. $d_{50}$	Final $d_{50}$
1	Molasses	0.02 N m <sup>-2</sup>	Dry soil particles	6.7 g L <sup>-1</sup>	11.2 $\mu m$	4.4 $\mu m$
2	Black marls	0.02 N m <sup>-2</sup>	Dry soil particles	4.9 g L <sup>-1</sup>	10.2 $\mu m$	4.0 $\mu m$
3	Clay soil	0.02 N m <sup>-2</sup>	Dry soil particles	1.1 g L <sup>-1</sup>	28.1 $\mu m$	4.0 $\mu m$
4	Molasses	0.07 N m <sup>-2</sup>	Dry soil particles	5.8 g L <sup>-1</sup>	10.3 $\mu m$	4.4 $\mu m$
5	Clay soil	0.07 N m <sup>-2</sup>	Dry soil particles	1.8 g L <sup>-1</sup>	30.2 $\mu m$	3.2 $\mu m$
6	Molasses	0.07 N m <sup>-2</sup>	3 days in bed	4.7 g L <sup>-1</sup>	7.5 $\mu m$	3.9 $\mu m$
7	Clay soil	0.07 N m <sup>-2</sup>	3 days in bed	1.6 g L <sup>-1</sup>	24.1 $\mu m$	4.0 $\mu m$

Tab. 5.2 – Summary of the flume runs principal characteristics. “Second  $\tau_0$ ” is the second bed shear stress applied during the flume run, considering 7 different bed shear stress per experiment (see fig. 5.4). “Max.” designs the maximum over the whole run, both for concentration and particle size, and “final  $d_{50}$ ” represents the last particle size measurement made during the run.

(m) was calculated according to :

$$\eta = \sqrt{\frac{\nu}{G}} \quad (5.5)$$

As this device allowed for a more precise  $G$  estimation than the one of the flume, it was used for the calculation of the particles strength constant  $\gamma$  and coefficient  $C$ . They were calculated following the logarithmic transformation of the relationship proposed by Parker *et al.* (1972), and expressed following Jarvis *et al.* (2005) as :

$$\log d = \log C - \gamma \log G \quad (5.6)$$

where  $d$  was chosen as the median diameter ( $d_{50}$ ). The particles strength coefficient and constant were calculated using the intercept and slope of the  $\log (d_{50}) - \log (G)$  relationships.

### 5.2.3 Methods

#### 5.2.3.1 Flume experiments and particles measurements

Seven flume runs were performed with their main characteristics summarized in Table 5.2. In each experiment, 2.2 kg of soil was added to the flume allowing for high suspended particle concentrations and for the formation of a bed soil aggregates layer. In order to start the experiments with a homogeneous bed aggregates layer, the 2.2 kg were introduced into the flume using six 370 g aliquots of dried soils particles. For runs 1 (fig. 5.4a), 2 (fig. 5.4b) and 3 (fig. 5.4c), the following bed shear stress stages were incrementally used : 0.01, 0.02, 0.10, 0.22, 0.39, 0.10 and 0.02 Pa. The first shear stress stage (0.01 Pa) was used to equalize suspended particle size at the beginning of the experiment due to differential settling and/or flocculation after particles were introduced into the flume. Time for equalization varied with soil type and was considered achieved once the particle size variation from one measurement to the following was  $\leq 10\%$ . Each following time step lasted 45 minutes in the rising part of the bed shear stress sequence

(until 0.39 Pa), and 135 minutes in the falling part (until the end of the experiment). For the 4 others experiments (runs 4, 5, 6 and 7), the 0.02 Pa shear stress stage in the rising limb was changed to 0.07 Pa in order to check for a potential cumulative, rather than instantaneous, shear stress effect. Finally, experiments 6 and 7 were performed after letting particles from runs 4 and 5 settle 3 days at the end of the runs. As such, these runs experienced possible consolidation and biostabilization effects. As runs 6 and 7 were done using materials that already underwent one complete run (respectively run 4 and 5), they also experienced the highest cumulated shear stress. Particles from runs 6 and 7 were recovered from the flume at the end of the experiments for further analysis using the shear cell device.

Within the flume, both suspended sediment (SS) concentration and lid rotating speed was automatically recorded (Campbell Scientific logger CR10X) at a 1 minute time step. The concentration was determined with an Optical Backscatter Sensor (OBS, Campbell OBS-3+), calibrated for each experiment using 20 manual samples during the runs. When SS concentrations were elevated above  $5 \text{ g l}^{-1}$ , the OBS was saturated and manual samples were used to provide the time-line of SS concentration change.

As the experiments were designed to obtain relatively high concentrations, on-line measurement of particle size was not feasible. PSDs were measured from manual sampling during each run, collected from the flow through a sampling port which did not make use of any pumping system. Therefore, sampling is unlikely to have affect particle size. On average 36 samples were measured for PSD per flume run. Measurements were made using a CILAS 930 laser sizer, which measures the size distribution in logarithmically spaced bins from  $0.2 \text{ }\mu\text{m}$  to  $500 \text{ }\mu\text{m}$ . The CILAS was run at obscuration values ranging from 5 to 25 %. Obscuration is a direct proxy for particles concentration running through the CILAS lens. In order to avoid errors in the inversion from the electronic signal registered by the CILAS sensors for the determination of particle size distribution, the obscuration must be within the above range to ensure accurate particle measurement. These values were achieved using a trial-error procedure prior to the experiments.

Measurement were made immediately ( $\sim 30$  seconds) after sampling from the flume and using low stirring and pumping value (respectively 500 and 1250 rpm) within the CILAS tank. This a posteriori particle size measurement process was tested and validated by Grangeon *et al.* (2012), and is believed to provide reliable information on the aggregated size. Then sonication was activated for 10 minutes. One measurement was made each minute to record the samples disaggregation dynamic. The last PSD measurement was assumed to be close to the absolute state. This procedure also allowed for a measure of aggregation degree previously defined by (Phillips et Walling, 2005), and expressed as the relative difference of the effective to the absolute size. As the time needed to acquire the aggregation degree was substantial, it was only measured at the beginning and end of a shear stress stage during all runs. As most of the measured distributions were mono modal, the median diameter will be considered representative of the whole particle size distribution.

Suspended particle samples were also collected to determine individual aggregates or flocs settling velocities. Particles sampled from the flume experiments were allowed to settle within a 50 cm height settling column where they were digitally recorded for image analysis calculation of individual aggregated particle size and settling velocity following Droppo *et al.* (1997). From

these measurements, the excess density  $\Delta\rho = \rho_{particle} - \rho_{water}$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) was estimated assuming that Stokes law adequately described the relationship between particle size, settling velocity and excess density :

$$\Delta\rho = \frac{18\nu\rho_w w_s}{gD^2} \quad (5.7)$$

where  $g$  is the gravitational acceleration ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $w_s$  the measured settling velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) and  $D$  the measured diameter (m). As Stokes law describes the settling velocity of individual, spherical, impermeable sphere at low Reynolds particle number, it may be inappropriate to describe floc behaviour given their high internal complexity (Droppo, 2001). However, this law or modifications thereof have often been used in other studies (Li et Ganczarczyk, 1987; Droppo, 2004; Manning *et al.*, 2004), and does provide some relative indications on how settling velocity relates to the other particle characteristics (density, porosity, aggregated size).

One flume run was not fully completed due to power failure. It was therefore repeated. This duplicate allowed for error estimates of SS concentration and particle size measurements. Uncertainty was quantified using Root Mean Square (RMS). It was calculated on the relative difference between replicate's median diameter and SS concentration. Samples that resided for a maximum of one minute between sampling in the water column during the rising part of the shear stress sequence and three minutes in the falling part were considered to be replicates. Two calculations were performed. Given that the first shear stress step was chosen to equalize particle size at the beginning of the experiments, a first calculation was made using the whole data sets, and a second one was made excluding the first two shear stress steps. Using the full data set, the resulting RMS were 10% and 15%, for median particle size and SS concentration respectively. These errors were applied to the first two shear stress steps. When the first two shear stress steps were not considered the RMS were 5% and 1.5% for median particle size and SS concentration, respectively. These errors were applied to the remaining shear stress steps (Fig. 5.4).

### 5.2.3.2 Shear cell experiments

Raw soil aggregates samples were used within the shear cell device in addition to particles collected at the end of runs 6 and 7 (i.e. particles that underwent two consecutive bed shear stress sequences, with 3 days of biostabilization and consolidation between the two sequences). The shear cell was directly connected to the CILAS laser sizer. All measurements were performed with obscuration values ranging between 4 and 29 %, which resulted in some measurements performed outside of the optimal range, however these were very few. Initially the impeller was operated at  $G \approx 10 \text{ s}^{-1}$ , and increased in 10 minutes increments for each of 30, 95, 175, 230, 350, and  $490 \text{ s}^{-1}$ . Particle size measurements were made each minute, resulting in 10 measurements at each recorded dissipation parameter step. This sequence was then repeated in decreasing order. This rising and falling shear simulation was then repeated in order to look for a potential hysteretic effect. Only the three lowest  $G$  values were used for comparison purpose with the flume results; as the values obtained using the procedure described in section 5.2.2.1 lead to  $G$  values of 2, 3, 10, 20 and  $30 \text{ s}^{-1}$  for the flume. The first three values chosen for analysis in the shear cell experiments (i.e. 10, 30 and  $95 \text{ s}^{-1}$ ) were chosen in order to maintain particles in suspension within the beaker and to have comparable  $G$  values with the flume experiments.

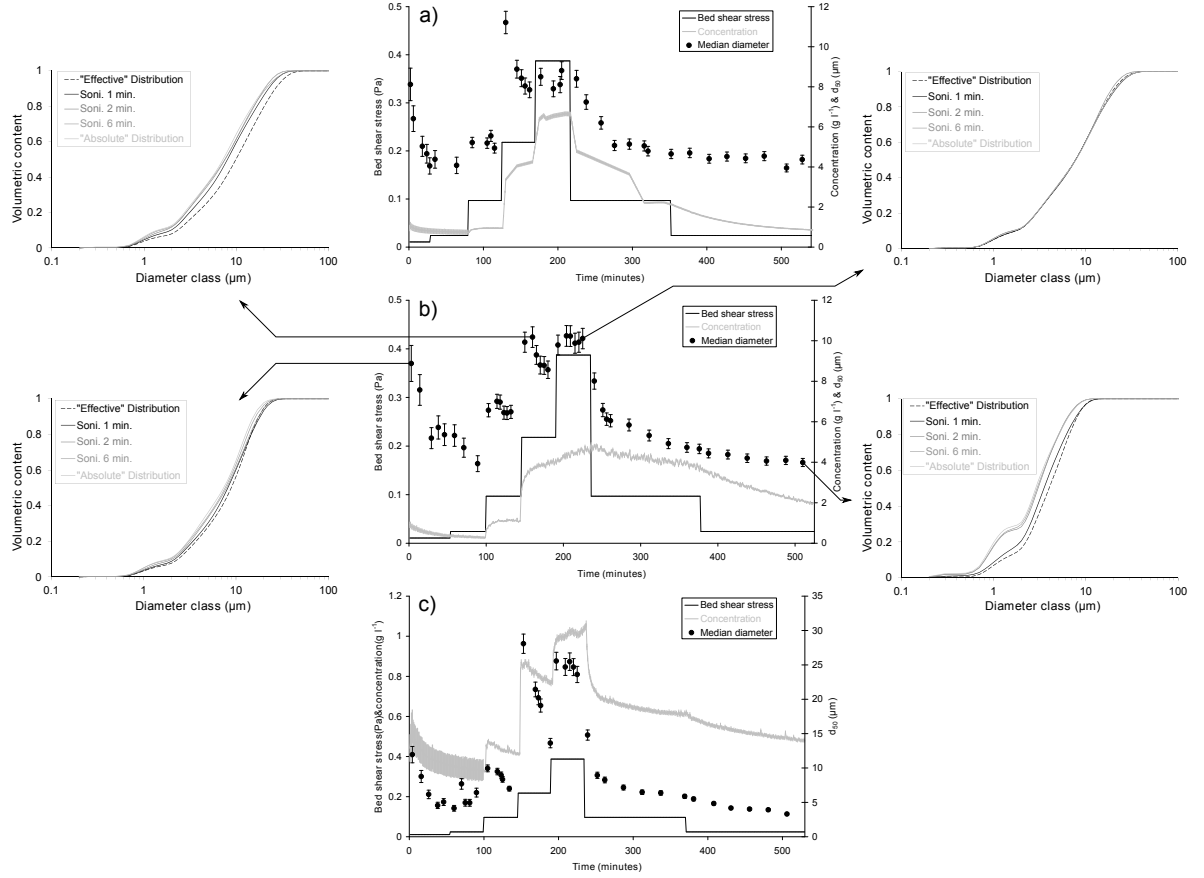


FIG. 5.4 – Bed shear stress, concentration and particles size, represented by the median diameter, measured during three flume runs. Runs are respectively a) Run 1, Molasses b) Run 2, Black marls and c) Run 3, Clay soil. Concentration curve thickness and error bars on the median diameters represent the RMS as detailed in section 5.2.3.1. Note that for readability purpose, concentration was plotted on primary y-axis for subfigure c). Some of the measured PSDs and disaggregation dynamics for run 2 are also presented.

Higher values for the shear cell were used to disaggregate particles using flow shear stress, in order to assess if different particle behaviours were measured during transport (i.e. particles held in suspension in the shear cell). All measurements were made without sonication.

## 5.3 Results and discussion

### 5.3.1 Flume runs - erosion and deposition characteristics

Measured bed shear stress, SS concentration and particle size (median diameter,  $d_{50}$ ) from runs 1, 2 and 3 are presented in fig. 5.4. Initial SS concentrations at the start of the experiments were around  $0.5 \text{ g L}^{-1}$ . This concentration gradually declined in all experiments during the first two shear steps (0.01 and 0.02 Pa) indicating that only settling was occurring with no erosion. The low energy mixing at these initial shears could also be promoting flocculation with gentle particle-particle contact resulting in increased particle settling velocity (note the rapid decline in median diameter over these two shears as the larger particles settle out of suspension). Bed

erosion only occurred at a shear of 0.10 Pa for all three soils. As such, for this research, 0.10 Pa was considered the critical bed shear stress for erosion for all soils. This is interesting given the difference in particle size and composition between soils, but may have some size and/or density selectivity for erosion. Maximum median diameter at this shear stress stage was 5.6, 7.0 and 10.0  $\mu\text{m}$  for the Molasses (run 1 ; fig 5.4a), Black Marls (run 2 ; fig 5.4b) and Clay soil (run 3 ; fig 5.4c) respectively. SS concentrations were dependent upon the considered soil : it ranged from 0.7 to 6.7  $\text{g L}^{-1}$  for run 1 (Molasses), 0.3 to 4.9  $\text{g L}^{-1}$  for run 2 (Black marls) and 0.3 to 1.1  $\text{g L}^{-1}$  for run 3 (Clay soil). During the 0.10 and 0.22 Pa shear stress stage, SS concentration increased rapidly, due to bed erosion following the increase in shear. All runs showed only gradual increases in SS concentration following the initial rapid rise in concentration for all other shear stress stages, suggesting a relatively stable bed. Interestingly, there was for run 3 a decrease in the SS concentration after the abrupt initial increase (0.10 and 0.22 Pa shears only), suggesting that flocculation may be increasing the particle size in suspension and promoting settling within these shear steps (Lau *et al.*, 2001). This is substantiated by the decrease in particle  $d_{50}$  after an initial increase in size at the start of the shear step, suggesting that large particles are settling out to the bed. It should be realized however, that due to the nature of the centrifugal flow in the flume, that some erosion may occur on the outside of the channel while deposition is occurring on the inside.

Run 1 did not show a dramatic response to a change in shear at 0.39 Pa. The unimpeded gradual increase in SS concentration over the 0.22 to 0.39 Pa shears for this run suggests that the bed may have been close to fully eroded (i.e. the supply of sediment was depleted). It is of importance to note that for all three soils the particle  $d_{50}$  remained relatively constant at the highest shear (0.39 Pa), indicating that, at this energy level, an equilibrium condition exists (i.e. no flocculation or disaggregation was occurring). As it was not yet demonstrated for soil particles, the hypothesis of flocculation will be discussed in detail below (see section 5.3.3).

During the falling part of the shear stress sequence (when shears are reduced) SS concentration decreases for all runs, likely due to a combination of the decreasing transport capacity and possible flocculation promoting increased settling. Run 3 (Clay soil) displayed a sharp decrease in concentration (over less than six minutes) when shear stress was lowered from 0.39 to 0.10 Pa, followed by a slower consistent rate of change. As this soil has the highest organic content (Tab. 5.1), it is likely that flocculation plays a greater role in particle settling for this soil relative to the others.

Using the original three measured soil PSDs [median diameter were 13.7  $\mu\text{m}$  (Molasses), 24.2  $\mu\text{m}$  (Black Marls), and 58.1  $\mu\text{m}$  (Clay soil)], the corresponding aggregation degrees were 99%, 134% and 813 % (Fig. 5.5). This substantiates the greater degree of flocculation or aggregation for the Clay soil type. It can also be argued that this larger size is due to higher particles strength, allowing for large particles not to be disaggregated by flow shear stress, resulting in higher settling flux than if large particles were disaggregated. Organic matter is indeed recognized to glue small particles within aggregates, strengthening their bounds (Leppard et Droppo, 2005). Particle strength parameters are discussed further in section 5.3.4.

For the Molasses (run 1, fig. 5.4a), OBS saturation combined to the rather coarse sampling resolution prevented any detailed description of the dynamics during the falling part of the shear

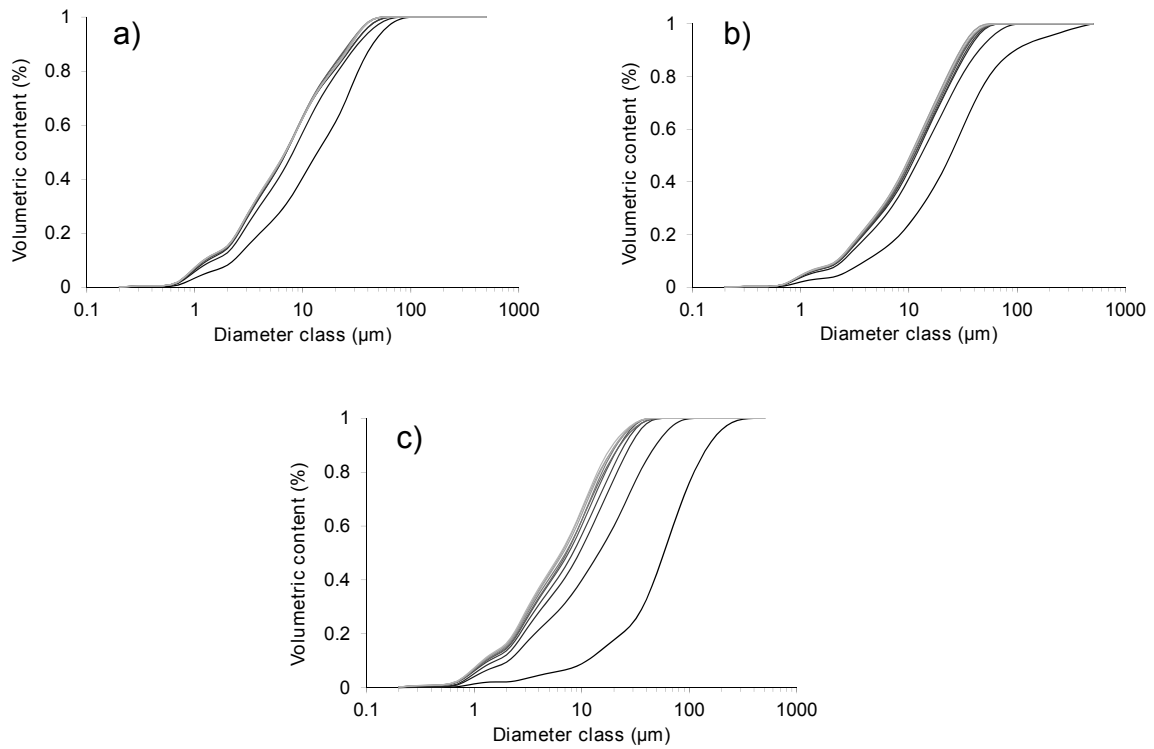


FIG. 5.5 – “Effective” distributions (dashed lines) and disaggregation dynamics for raw soil aggregates for a), Molasses, b) Black marls and c) Clay soil. Lighter colors correspond to increasing time spent at the maximum stirring, pumping value and sonication within the CILAS tank (from 1 to 10 minutes, continuous lines).

stress sequence. The sharp decrease in concentration after shear stress was lowered from 0.39 Pa to 0.10 Pa is however noticeable. The Black Marls used in run 2 (fig. 5.4b) showed a very gradual decline in concentration from the maximum SS concentration of  $4.9 \text{ g L}^{-1}$  which is suggestive of minimal to no flocculation, allowing for only single particle or small floc settling. Transmission Electron Microscopy (TEM) observations of this material showed very little microbial or organic material within the matrix of the particles, suggesting that any flocculation that did occur would have been weak and reflocculation hindered by the lack of organic matter.

In order to look for a possible evolution of particle size during the experiments, the differences between the 0.10 Pa shear stress stage in the rising and the falling limb were compared. To avoid possible effects of differential settling once bed shear stress was lowered from 0.39 Pa to 0.10 Pa, only the 5 last median diameters during the 0.10 Pa shear stress stage in the falling part of the shear stress sequence were considered. While differences in particle size between the different soil types were discernable at the 0.10 Pa shear stress stage in the rising limb (fig. 5.6a), the size distribution of the Black marls and Molasses overlapped in the falling limb (fig. 5.6b) at the same shear stress stage. In the rising part, runs 1, 2 and 3 exhibited  $d_{50}$  ranging from 5.0 to 5.6  $\mu\text{m}$ , 6.6 to 7  $\mu\text{m}$  and 7 to 10  $\mu\text{m}$  respectively (fig. 5.6a), whilst it ranged from 4.8 to 5.1  $\mu\text{m}$ , 4.7 to 5.8  $\mu\text{m}$  and 5.9 to 8.3  $\mu\text{m}$  respectively in the falling part (fig. 5.6b).

It is interesting to note that the  $d_{50}$  for all soil types was close to 4  $\mu\text{m}$  at the end of each run (Tab. 5.2) with the slopes of this temporal evolution close to an equilibrium condition. This



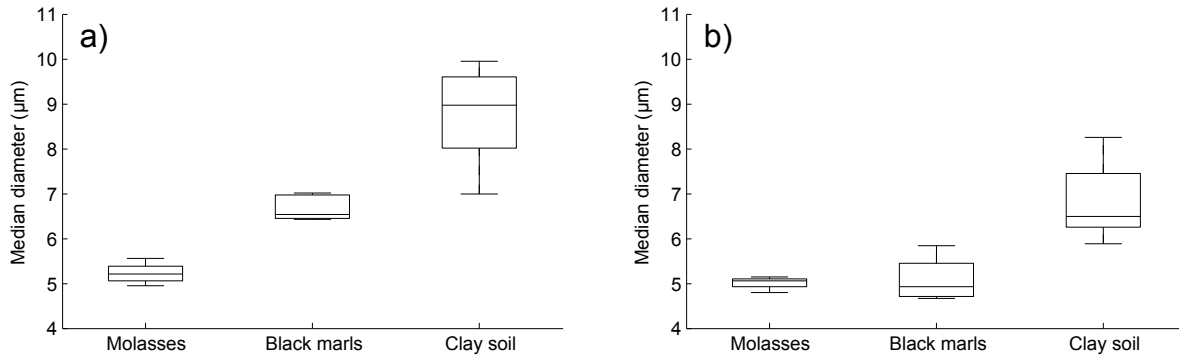


FIG. 5.6 – Box and whiskers plot of the measured median diameter, for run 1, 2 and 3. The whiskers represent the minimum and maximum values. The figure is divided between a) 0.10 Pa during the rising limb and b) 0.10 Pa during the falling limb of the shear stress sequence. During the falling limb, only the last five measurements were considered.

indicates either that the carrying capacity of the final shear condition (0.02 Pa) is reached with a common size fraction held within all soil types whatever their densities, or that particle size was in equilibrium with the flow, suggesting a common strength to flow shear stress. Deviations from a common value were within the 5% measurements error for particles size.

Variations observed in particle size during the experiments may be attributed to two possible explanations; 1) there were differences in bed stability and/or transport capacity due to soil characteristic differences (e.g. density differences between soils) 2) particles structure has changed due to flocculation and/or disaggregation within the water column. These two possibilities are examined below.

### 5.3.2 Individual particles densities and bed shear stress control on particle size

Using measurements of particle size, settling velocity and calculated density, the possible variations in transport capacity between soils was assessed. Measurements were made on suspended solids sampled from the flow for run 1, 2 and 3 at a shear of 0.10 Pa for both in the rising (fig. 5.7a) and falling (fig. 5.7c) parts of the shear stress sequence. Additional measurements were also made at the peak shear stress stage (0.39 Pa - fig. 5.7b).

Large differences were measured in the excess densities to particle size relationship between particles sampled at different bed shear stress (fig 5.7a and b). Conversely, very little differences between soils were measured, especially when comparing the Molasses and Clay soils. Some differences may exist for the smallest particles ( $<50 \mu m$ ) in suspension, but the camera's resolution was too coarse to measure such small particles. Black Marls displayed an excess density to size relationship different from the two other soils at the highest shear (fig. 5.7b). This is due in part to the poor strength of the particles, breaking apart at the high shear resulting in a higher density particle. Indeed, as the floc size decreases the density increases due to a drop in porosity and water content (Droppo, 2001). This lack of particle stability for the Black Marls is substantiated when viewing the average aggregation degree for the suspended solids along the runs : 56 %, 23%

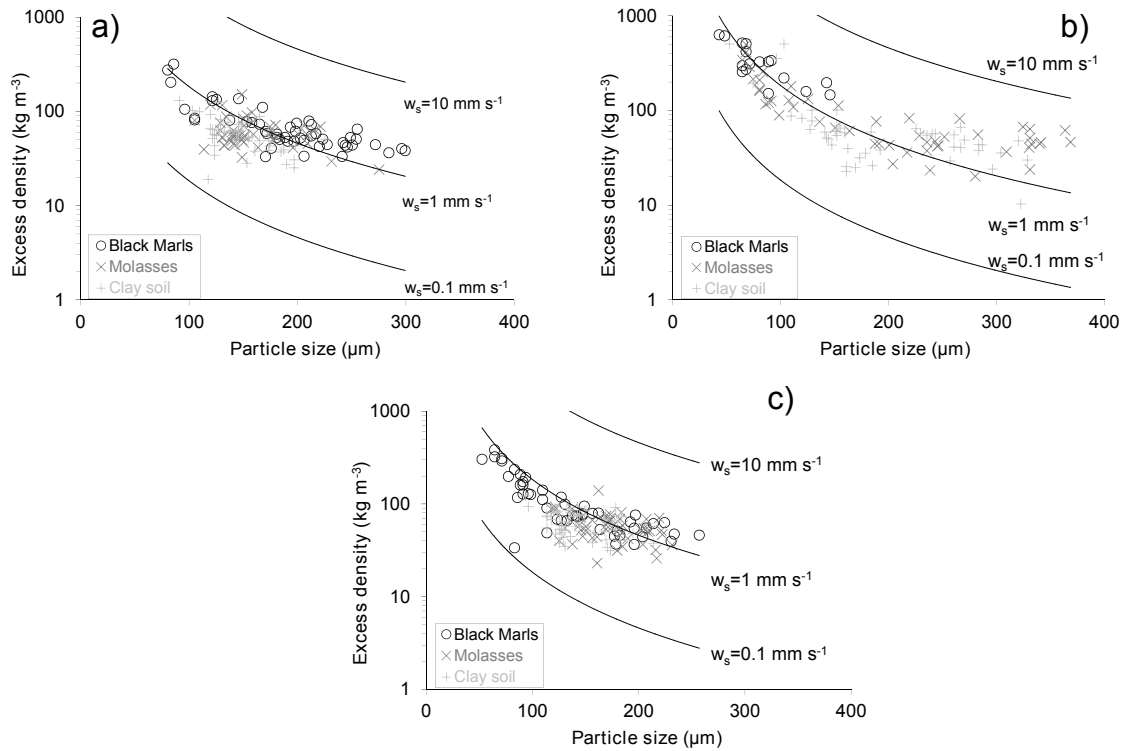


FIG. 5.7 – Excess density plotted against particle size for the three soils during the following shear stress stages a) 0.10 Pa in the rising limb b) 0.39 Pa and c) 0.10 Pa in the falling limb. Y-axis is logarithmic because of the wide extent of the data. Continuous lines represent lines of constant settling velocity, according to Stokes law.

and 125% for Molasses, Black marls, and Clay soil respectively. Particles coarser than 100  $\mu\text{m}$  from the different soils had comparable excess density at a given size, which would suggest that the structure (i.e. the arrangement of the different part of the aggregates) is more important than the elementary components in controlling the density of aggregates.

The small differences in particle density between the Molasses and the Clay soil are surprising given the differences in organic content and particle size. Particles from the Clay soil (run 3) were much coarser and with a lower concentration than the Molasses (run 1). This trend may be partially substantiated by the coarser particles measured in suspension with equivalent densities (see fig. 5.7), resulting in a lower concentration due to settling. This hypothesis is in agreement with the measured similarities in Molasses and Clay soil particles densities. It can also be argued that run 3 (Clay soil) had a more stable bed because of higher organic content, yielding to lower eroded concentration. It has to be stressed that the critical bed shear stress for erosion for this soil was the same for the other soils (section 5.3.1). It is therefore more likely that differences in SS concentration (fig. 1a and 1c) reflect differences in bed stability and/or transport capacity. Differences in particle size would be due to differences in particles strength, as suggested by the constant but smaller size measured for Molasses than Clay soil at the 0.39 Pa.

Suspended particle size and bed shear stress displayed positive correlation for each soil (fig. 5.8a, b and c), suggesting that erosion from the bed or increased flocculation likely controls particle size (each regression was significant at the 5% level, except for run 7). Differentiation of the exact

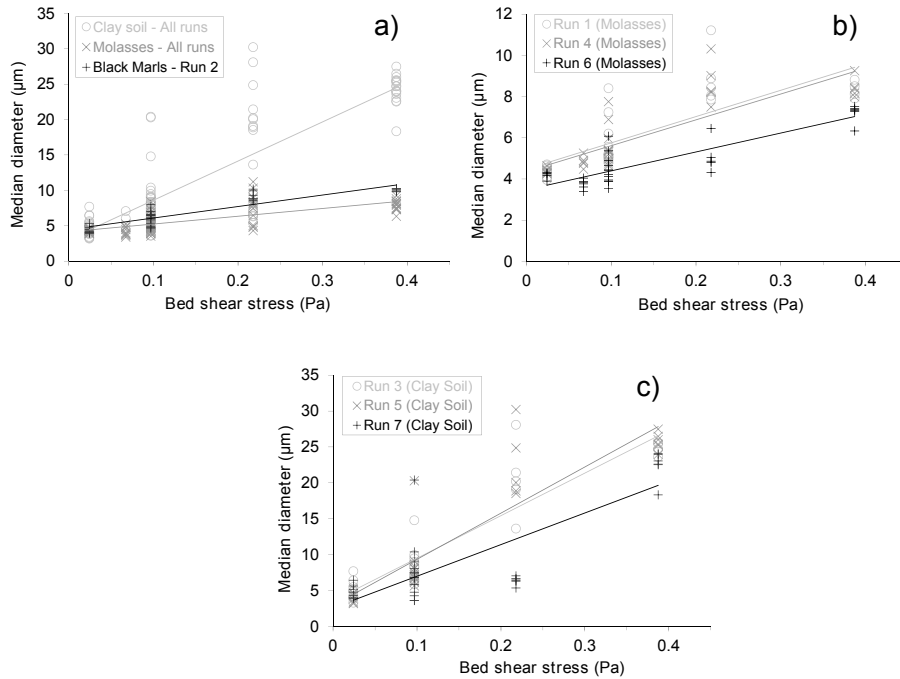


FIG. 5.8 – Relationship between median particle size and bed shear stress for a) All runs, grouped by soil type b) runs using Molasses : runs 1, 4 and 6 and c) runs using the Clay soil. Note that b) have a different y-axis scale. Linear regressions were adjusted to display the trends of the different data sets, and do not correspond to any physically-based regression.

mechanism is not possible and it is highly likely that both are at play in controlling particle size. Variation in particle size is large however for all soil types, particularly at the 0.22 Pa shear stress level. Indeed, the median diameter was 1.4 and 2 times higher at the beginning of this shear stress stage than at the end, respectively for run 1 (Molasses) and 3 (Clay soil). The larger size of the Clay soil is once again likely related to its higher organic content.

Comparisons between runs 1 and 6 (fig. 5.8b) and runs 3 and 7 (fig. 5.8c) revealed that, at comparable bed shear stress, the median diameter was smaller for the experiments experiencing the higher cumulated shear stress (i.e. runs 6 and 7, that underwent two times the increasing and decreasing sequence of bed shear stress). For Molasses, the median diameter was 1.5 times higher for run 1 than run 6 at both the 0.10 Pa to 0.22 Pa shear stress periods. For the Clay soil, particles were on average over the same shear stress stages 2.6 times coarser for run 3 than run 7. These results are somewhat confounding when accounting for the greater potential for biostabilization (biofilm integration) in runs 6 and 7 (Tab. 5.2). Droppo (2009) consistently found for five different bed types an increase in the critical bed shear stress for erosion and eroded floc size with time of consolidation and biostabilization. The observed dichotomy may however be related to the particles undergoing two shear stress sequences within the flume (deposited particles after the first run were submitted to a second run) and were therefore sensitive to cumulative rather than instantaneous shear stress within the water column resulting in a lower floc size. Alternatively, the consolidation and biostabilization of runs 6 and 7 may have resulted in such a stable bed that particles were stable / stuck within the bed limiting the erosion of larger particles.

### 5.3.3 Soil aggregates behaviour within the water column

During all flume runs, with the exception of runs 3, 6 and 7, particles size decreased during the 0.22 Pa shear stress stage even though the SS concentration increased. Such a change in particle size during continued erosion may be related to three possibilities; 1) as erosion continues over the shear increment, smaller particles are being detached and entrained, 2) larger particles initially eroded or those formed in the water column are above the carrying capacity of the fluid and deposit out and/or 3) particles in suspension are being disaggregated due to fluid turbulence. While it is not possible to differentiate these processes here, the decrease in size is more likely related to particles deposition and not break-up for the Clay soil particles, given that particle size remained the same for all runs with increasing SS concentration at the next shear step (0.39 Pa). However, Black Marls and Molasses displayed an increasing concentration (manually sampled) with decreasing particle size at the 0.22 Pa shear stress stage. Particle size then remained constant with increasing shear stress (fig. 5.4). For these soils, particles break up due to lower particle strength, is therefore more likely to have occurred. There is also the possibility that the observed inverse relationship between SS concentration and particle size at the 0.22 Pa shear is an anomaly of the OBS measurement which has been shown to provide a higher reading with finer particles (Downing, 2006). However, manual concentration sampling also displayed an increase in concentration.

Regardless these results demonstrate that soil aggregates do not remain stable within the flow, but rather undergo structural changes resulting in a change in hydrodynamic behaviour. This suggestion is further supported by observing the change in aggregation degree with shear. During the 0.39 Pa shear stress stage for the Black marls (some suspended PSDs and their associated disaggregation dynamics are presented in fig. 5.4b), the measured aggregation degree was close to 0, suggesting that particles were broken into elementary particles or that not enough stirring and sonication energy was applied within the CILAS to break up the aggregates. For the subsequent falling limb (after this peak shear), the aggregation degree increased to 22% and 37%, respectively for the 0.10 Pa and 0.02 Pa shears. This suggests that flocculation was occurring at the lower shear stresses of the falling limb. For the Black marls, it is likely that electrochemical flocculation dominated this process due to the low organic content confirmed by TEM analysis (see section 5.3.1).

Flocculation may partially explain the smaller differences in particle size between soils during the falling shear compared to the rising one. With cumulated shear stress (runs 6 and 7) or during the highest shear stress stage, particles were likely partially disaggregated only to undergo flocculation during the falling limb stages of lowering shear. This idea would support the conceptualization of “floc” particles made in lowland rivers and estuaries, exhibiting little primary particles influence on their general behaviour, and is supported by the similar particles size measured at the end of the experiments. This also supports the hypothesis (section 5.3.2) that the structure rather than the soil component controls to an extent the excess density, as particles from each experiment were formed under the same flow conditions (i.e. the same bed shear stress), and displayed similar characteristics.

### 5.3.4 An assessment of the underlying factors to consider for particle size variations

It has been demonstrated above that transport capacity, soil type, particles disaggregation and/or flocculation within the water column influence the suspended soil aggregates size. Given this wide variety of variables, and because in natural environments all should influence particle size to some degree, an assessment was made to distinguish between the respective effects of soil type (inter experiment variability) and flow (intra experiment variability) on suspended particle size. The relative difference between experiments (i.e. between soils with out consolidation and biostabilization : run 1 vs run 2, run 1 vs run 3 and run 2 vs run 3) on the median diameter was calculated at each shear stress stage. The corresponding absolute averaged difference over the shear stress stages was 15%, 34% and 29%. Comparatively, the relative differences between the 0.10 Pa and the 0.39 Pa shear stress stages was 59%, 51% and 183%, respectively for run 1, 2 and 3. During the flume runs, the relative higher differences in particle size therefore arose from changes in flow conditions. Differences due to soils were however non negligible. In order to differentiate the relative importance of these two conditions on particles size, experiments were conducted within the shear cell which allowed for a more detailed analysis of particle dynamics than in the larger volume of the annular flume.

Soils exhibited contrasted behaviours within the shear cell device (fig. 5.9), in agreement with the flume results. At comparable shear stress, particles from the different soils displayed large

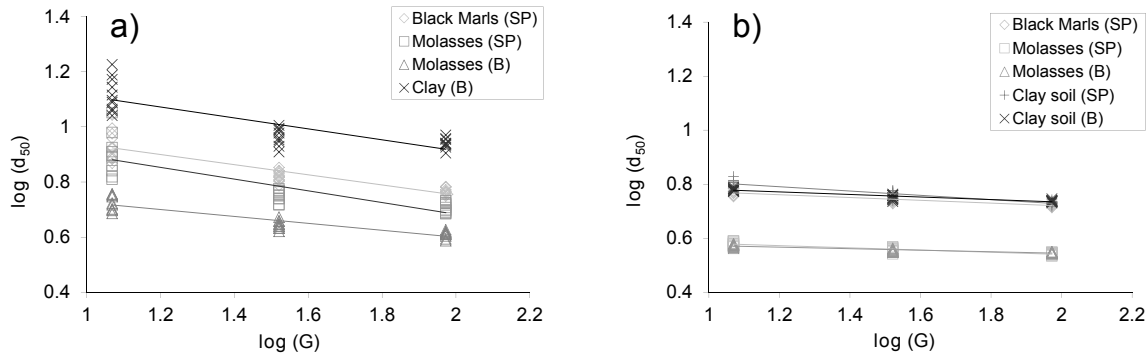


FIG. 5.9 – Relationship of dissipation parameter to median diameter during a) the first and b) the second sequence of shear stress in the shear cell. Dried Soil Particles (SP) and particles collected after they settle on a Bed (B) (i.e. collected at the end of runs 6 and 7) were used.

variability. For instance, during the second sequence of shear stress, the Molasses displayed median diameter around  $4 \mu m$  at  $G \approx 11 s^{-1}$ , while the Clay soil ranged from 6 to  $7 \mu m$  (the Clay soil had too low obscuration values to allow reliable measurements during the first sequence). As coarser particles were measured at a given shear stress for this soil, when compared with the particles of the two other soils, this confirms stronger bounds for the Clay soil as suggested in section 5.3.1 and 5.3.3. It was also suggested (section 5.3.2) that changes in particles size for run 6 and 7 (i.e. the two runs with particles that settle 3 days in a bed) could be due to cumulated shear stress. This experiment confirmed that particles that underwent two times (fig. 5.9b) the increasing sequence of shear stress displayed finer particles than when it underwent only one

sequence (fig. 5.9a). Soil particles were therefore dependent upon both the instantaneous and the cumulative shear stress, whilst flocs are believed to be in dynamic equilibrium with the instantaneous shear stress (Dyer, 1989). Given the lower slopes ( $\log d_{50}$  vs  $\log G$ ) during the second sequence of shear (fig. 5.9b) than during the first (fig. 5.9a), it is suggested that soil particles were also less prone to further disaggregation during the second sequence of shear stress. Thus the main factor controlling aggregate size during the second sequence of shear was the soil type. Biostabilization and consolidation (over 3 days), which have been shown to influence particles characteristics (Stone *et al.*, 2008; Droppo, 2009; Garcia-Aragon *et al.*, 2011), did not appear to be a significant factor controlling soil aggregates size, even for particles from the soil having the highest organic matter content.

During the flume runs, fewer differences in particle size were measured during the falling limb than in the rising limb of the bed shear stress sequence. Moreover, particle size exhibited very little differences at the end of the various runs (Tab. 5.2). This result was also observed in the shear cell experiment. Indeed, if large variability due to changes in  $G$  in particle size was observed during the first sequence (fig. 5.9a), the differences in size for one soil at the various applied dissipation parameter was only  $1 \mu m$  during the second sequence. The small difference observed by the end of the runs could therefore be due to a combination of transport capacity and progressive disaggregation. Finally, under the tested conditions and from the range of particle size presented in fig. 5.9, it would appear that soil type is important to take into account as a controlling factor of particle size under varying shear conditions.

While the above result is in contradiction to the flume results, the shear cell is believed to be less prone to selective deposition (i.e. large aggregate settling) than the flume because of higher stirring rate. This apparent difference in results obtained with different devices is therefore likely to reflect that soil type is the most important particle characteristic to take into account regarding particles resistance to shear stress. Within the flume, because of selective deposition, flow variations were more important to take into account in the resulting suspended particle size.

### 5.3.5 Comparison with some aquatic environments

Soil particles proved not to be stable within the water column and underwent morphological changes in concert with disaggregation and flocculation processes. Particle characteristics (derived from Figure 5.9 - regression lines significant at the 5% level of confidence - Student t-test) from this study were compared to literature results to assess their applicability to other environments (soil aggregates and riverine or estuarine flocs) (Tab. 5.3).

Study	$\log(C)$	$\gamma$	$G \text{ (s}^{-1}\text{)}$	Particles
Leentvaar et Rebhun (1983)	1.9	0.29	160 $\rightarrow$ 500	Ferric chloride
Francois (1987)	N / A	0.43 $\rightarrow$ 0.61	30 $\rightarrow$ 1000	Kaolin + alumn
Biggs et Lant (2000)	2.9	0.35	19.4 $\rightarrow$ 444	Activated sludge
Bache et Rasool (2001)	3.4 $\rightarrow$ 4.1	0.44 $\rightarrow$ 0.81	10 $\rightarrow$ 400	Humic + alumn
Wu <i>et al.</i> (2003)	2.4 $\rightarrow$ 5.9	N / A	125 $\rightarrow$ 1000	Sewage sludge + cationic polymer
Droppo <i>et al.</i> (2008)	2.8 $\rightarrow$ 4.3	0.33 $\rightarrow$ 0.82	125 $\rightarrow$ 1000	Alumn, coagulant, flocculant
O'Melia et Bowman (1984)	1.50	0.06	0.1 $\rightarrow$ 10	Lake suspension
Weilenmann <i>et al.</i> (1999)	1.50	0.06	0.1 $\rightarrow$ 0.5	Lake suspension
Chakraborti <i>et al.</i> (2009)	1.50	0.06	0.1 $\rightarrow$ 10	Lake suspension
Tirado (2012)	1.48	0.01	83 $\rightarrow$ 878	Lake suspension
Shrestha et Orlob (1996)	1.50	0.06	1.4 $\rightarrow$ 4.9	Estuary suspension
Mikes <i>et al.</i> (2004)*	2.96	0.60	1.7 $\rightarrow$ 9.7	Estuary suspension
Mikes et Manning (2010)*	2.16 $\rightarrow$ 3.06	0.03 $\rightarrow$ 0.75	1 $\rightarrow$ 4	Estuary suspension
Garcia-Aragon <i>et al.</i> (2011)	2.62 $\rightarrow$ 4.85	0.39 $\rightarrow$ 1.34	167 $\rightarrow$ 266	River sediment (different deposition times)
This study	0.60 $\rightarrow$ 1.31	0.03 $\rightarrow$ 0.21	11 $\rightarrow$ 93	Soil aggregates

Tab. 5.3 – Particles strength parameters obtained in this study compared to literature data. The first six studies are referred to as “Amended” in fig. 5.10 to make a clear distinction with particles measured in natural environment. Values from the first five rows were extracted from Jarvis *et al.* (2005). Values for the first two rows of “Lake Suspension” and Shrestha et Orlob (1996) were extracted from Chakraborti *et al.* (2009). Some parameters were estimated by digitalizing figures presented by the authors (i.e. exact values were not presented in the manuscripts, only figures). This may have resulted in large uncertainties and, as such, estimated parameters should therefore be examined with caution (these studies are indicated with a star). “N/A” means that data were not available.

Data is further presented within fig. 5.10 which plots the strength constant against the strength coefficient. Particles from different environments were located in various locations of the plane,

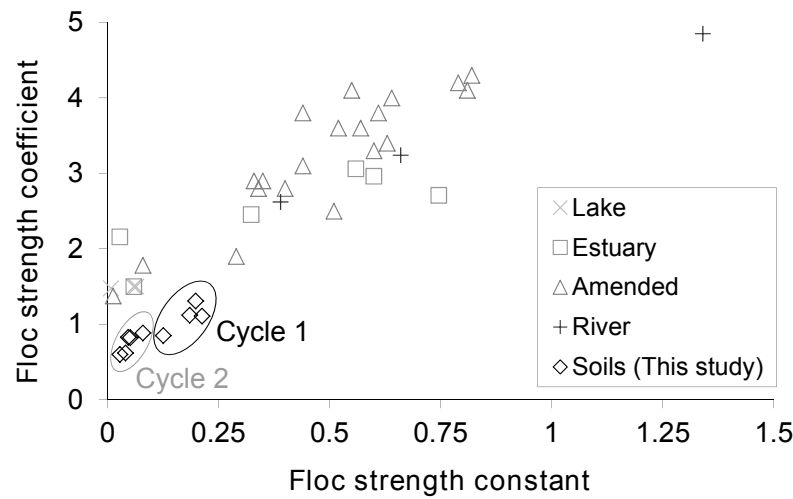


FIG. 5.10 – Soil aggregates strength coefficient  $C$  and strength constant  $\gamma$  compared to as literature measurement made into different environments. Cycle 1 and Cycle 2 refer to the first and second times particles were submitted to the sequence of shear stress. Non-"Soils" data were collected from literature (detailed in Table 5.3).

underlining differences in behaviours that were probably linked both to their previous aquatic life, composition and origin. Soil aggregates (i.e. data from the present study) were clearly isolated in the lower left part of the figure. This was also the case for particles that were allowed to settle onto the bed following three days of settling, suggesting such a time duration (settling, consolidation, biostabilization) or associated flows were not sufficient to modify soil aggregates to flocs. Only one study was found to calculate the strength parameters with river particles (Garcia-Aragon *et al.*, 2011). Their particles displayed behaviours closer to those of other aquatic environments (Tab. 5.3) and not to our soil particles. Table 5.3 demonstrates the wide array of values for the strength parameters that exists in the literature and within our study and further substantiates the need for additional studies to assess if a clear differentiation between soil aggregates and river flocs can be determined. Finally, an analysis of the relationship between particle diameter and the Kolmogorov micro scale revealed that, at a given shear stress, the Kolmogorov micro scale was higher than the suspended particle diameter, with values of  $\eta$  between 100 and 300  $\mu\text{m}$  whilst values of  $d_{50}$  were smaller than 17  $\mu\text{m}$ . According to Biggs et Lant (2000), this suggests that the reduction in particles diameter was due to micro scale erosion rather than particles fracture. Given that the particles analyzed in the present study were relatively small, it is clear that fracture is likely not an option (Thomas *et al.*, 1999). Furthermore, it follows that the analyzed particles likely did not turn into flocs, as flocs would be more prone to fracture given their often open matrix with high water content (Droppo *et al.*, 2008).



## 5.4 Conclusions

Observations of the dynamic behaviour of soil aggregates over the transport continuum is novel and suggests that soil aggregates are not stable particles once introduced to river flow, but rather undergo disaggregation and aggregation processes. The modified soil aggregates however do not exhibit classical floc behaviour. Using flume experiments and complimentary shear cell experiments, soil particles were assessed to disaggregation by surface erosion within the water column, where as flocs would classically disaggregate by fracture processes. The dynamic particle sizing is shown to be dependent on the original soil type and flow conditions. Over an increasing and decreasing sequence of bed shear stress, particle size differences were found to be greater during the rising part and less prominent for the falling part, suggesting particles underwent structural changes during the experiments. The use of an aggregation degree suggested that particles were able to flocculate within the water column. Particles from the three materials studied in these experiments were clearly found to have distinct particles strength characteristics when compared to flocs measured within other environments, such as river and estuaries. This study has demonstrated the need to assess the site specific characteristics of soil particle and how they may change when introduced into river flow. Such information will be critical to evaluate and model sediment source, transport, fate and effect within riverine and estuarine systems.

**Acknowledgments** : This work was funded by the National Center of Scientific Research (INSU/EC2CO). The authors would like to thank Chris Jaskot and Brian Trapp from Environment Canada for their assistance, regarding the settling velocities measurements and the experiments respectively. The two anonymous reviewers provided very detailed comments that greatly contributed to improve the manuscript.

## Synthèse de l'étude et nouvelles questions associées

Ce chapitre a été l'occasion d'aborder les variations des caractéristiques des particules au sein d'un écoulement. Nous avons pu voir que les agrégats de sol sont susceptibles d'être désagrégés et de floculer dans l'écoulement, même si cette dynamique n'est pas aussi prononcée que les études vues dans la littérature liée au domaine estuarien le laissait suggérer. Cette dynamique n'est cependant que peu considérée dans la dynamique des particules des bassins de tête. Récemment, Le Bouteiller (2011) présentait dans sa thèse l'affinement de particules en rivière, de taille minimale 1 millimètre, comme le résultat de leur désagrégation dans la lame d'eau, par combinaison des processus de fracturation et d'abrasion. Nous étendons ici cette possibilité d'interprétation aux particules de taille inférieure au millimètre et montrons que la floculation peut également être impliquée dans les variations de taille des particules. Toutefois, ce travail a été exploratoire. Il paraît pour l'instant difficile de conceptualiser comment répercuter ce processus au sein d'un modèle ou d'une étude de terrain. Ceci est en partie dû à une difficulté à caractériser correctement l'écoulement en milieu naturel. A notre connaissance, il n'existe pas aujourd'hui de moyens de mesurer des paramètres macroscopiques intégrateurs de la turbulence, tel le paramètre de dissipation  $G$ , en conditions naturelles de crue dans les milieux étudiés dans le cadre de ce travail de thèse. Une caractérisation de la dynamique des particules passe nécessairement par une description correcte des conditions d'écoulement. Beaucoup de travail reste à faire sur la conceptualisation de la dynamique des agrégats dans la lame d'eau dans ces environnements, c'est pourquoi ce comportement des agrégats n'a pas été considéré dans la modélisation numérique établie dans le chapitre 8.

Il a été montré que contrairement au schéma conceptuel présenté par Droppo (2004) le type de sol, donc les sources potentiellement érodées, pouvait influencer dans une large mesure les tailles de particules mesurées en rivière.

Cependant, cette remarque n'est apparue pertinente que dans le cas de sols contrastés en terme de contenu en matière organique, en l'occurrence le sol collecté sur le domaine du Pradel par rapport aux deux sols collectés sur le bassin versant du Galabre. Le sol du Pradel a en effet présenté des tailles jusqu'à trois fois plus grandes que les molasses et les marnes noires (Fig. 5.4). Les tailles mesurées pour ces deux derniers sols sont bien moins contrastés, comme suggéré par la figure 5.5. La valeur absolue de la différence relative entre diamètre moyen a un palier de cisaillement donné varie de 3 à 27%, et vaut en moyenne 10% quand on compare les molasses avec les marnes noires. Au plus fort palier de cisaillement, elle est de 20%, correspondant à une différence de taille de  $2\ \mu m$ . Lorsque la comparaison est faite entre molasses et sol du Pradel, elle varie de 2 à 216%, et vaut en moyenne 113%. Au plus fort palier de cisaillement, cette valeur est de 206%, correspondant à une différence de  $17\ \mu m$ .

Par rapport aux observations menées à l'exutoire d'un bassin versant, ce chapitre apporte plusieurs informations utiles :

- L'augmentation des tailles avec le débit mesurée au cours du chapitre 4 aurait pu être due à des variations dans les sources érodées. Etant donné les résultats des mesures de traçage qui indiquent qu'une source (les molasses) a majoritairement été mesurée, et les différences maximales de  $2\ \mu m$  mesurées entre marnes noires et molasses lors de ces expériences de ca-

nal, il est peu probable que cette hypothèse soit celle qui explique la majorité des variations de taille mesurées à l'exutoire du bassin versant. De la même façon, la figure 5.6 ainsi que les tailles quasi-identiques mesurées en fin d'expériences (récapitulées dans le tableau 5.2) quel que soit le sol considéré sont d'autres informations à considérer. La forte dépendance au sol de la granulométrie suggérée par les études vues dans la littérature sur versant semble donc de moindre importance lorsque l'on considère les particules en suspension dans un écoulement. Cette atténuation semble liée soit à une transformation de la structure des agrégats, soit à une partition de la granulométrie due à une différenciation en modes de transport dans l'écoulement. Au sein de ces deux modes de transport, les particules fines seraient affectées par la composition originale du sol uniquement dans le cas de contrastes forts en termes de contenu en matière organique.

- Les tailles mesurées en suspension dans le canal sont très fines (de l'ordre de la dizaine de micromètre) par rapport à celles potentiellement disponibles (de l'ordre du millimètre). Ceci suggère que la capacité de mise en suspension et de transport est un facteur important du transport des particules grossières. On notera cependant que les mesures faites dans le canal sont des prélèvements effectués à 3 centimètres au-dessus du lit ; on ne prélève donc que la suspension, en accord avec la méthodologie employée sur le terrain dans le chapitre 4. Des particules de l'ordre du millimètre ont cependant été observées en saltation pendant les expériences de canal présentées dans ce chapitre. D'autre part les cisaillements employés dans ces expériences de canal sont probablement bien plus faibles que celles appliquées sur le lit de la rivière lors d'événements de crue naturels. Les différences de concentration entre expériences en canal et expériences de terrain allant jusqu'à deux ordres de grandeur sont ainsi un indice net d'une capacité de transport bien plus forte sur le terrain qu'en laboratoire, que la source soit les versants ou la reprise de sédiments depuis le lit.

Nous avons vu au cours du chapitre 4 que l'augmentation des déciles avec le débit était due à l'apparition progressive d'un second mode dans les distributions granulométriques. Il est à ce point utile de rappeler que Asadi *et al.* (2007, 2011) ainsi que Nord *et al.* (2009) avaient observé dans des expériences de canal deux modes de transport dans l'écoulement (validant les observations faites dans le cas des expériences présentées dans ce chapitre), les plus grossières étant transportées en saltation. L'augmentation des tailles mesurées sur le terrain avec le débit serait alors le signe de la mise en suspension de particules transportées en saltation à plus faible débit et qui n'auraient autrement pas été prélevées par l'échantillonneur.

Lors des mesures de terrain présentées lors du chapitre 4, le second mode était composé de particules cohésives, comme montré par l'utilisation du degré d'agrégation. Ces particules peuvent être soit des floccs formés dans le lit de la rivière, dans la colonne d'eau, soit des agrégats grossiers en provenance des versants. Or les expériences de canal effectuées dans ce chapitre ont montré que lorsque les particules séjournèrent trois jours dans un lit, les particules érodées du lit ne présentaient pas un plus fort diamètre que lors des expériences menées avec des agrégats de sols. On notera toutefois que trois jours est un temps faible pour permettre le développement complet des processus microbiologiques responsables de l'augmentation de la taille des floccs.

Au vu des résultats des chapitres 4 et 5, et du fait d'un certain effet sol, nous avons donc opté dans la suite de ce travail de thèse pour la possibilité d'agrégats plus grossiers en provenance

des versants. Ce choix est en accord avec l'analyse faite au cours du chapitre 4, dans lequel nous avons vu que l'augmentation des tailles de particules avec le débit s'accompagnait également d'une diminution du ratio débit de base / débit (noté  $Q_{BF}/Q$  dans le chapitre correspondant), suggérant une augmentation de la capacité des versants à exporter leurs agrégats les plus grossiers plus aisément. Il impose de mener une analyse des tailles générées et transportées sur les versants, ce qui fera l'objet des chapitres suivants.



## Chapitre 6

Lien entre énergie cinétique de la  
pluie et taille des agrégats détachés  
par effet splash

## Avant-propos

Ce chapitre a été soumis le 9 Février 2012 à *Earth Surface Processes and Landforms* : T. Grangeon, C. Legout, N. Yu, M. Esteves, B. Boudevillain. (2012) Assessing the link between rainfall kinetic energy and splashed particle size. Il est reproduit tel quel dans ce chapitre.

Lors des expériences menées sur le terrain dans le chapitre 4, l'influence des versants sur les tailles mesurées à l'exutoire d'un bassin versant a pu être suggérée. Les expériences de canal menées au cours du chapitre 5 ont elles montré un fort effet de sélectivité dans l'écoulement, mais suggéraient que les particules les plus grossières mesurées en conditions naturelles en rivière étaient plutôt des agrégats grossiers exportés depuis les versants plutôt que des floes formés dans la colonne d'eau ou dans le lit de la rivière.

Devant ces constats, il a été choisi d'étudier les processus de versants potentiellement impliqués dans des variations de granulométrie. La quantité et la taille des particules générées et transportées sur les versants sont contrôlées par la production de matériaux et leur transport par la pluie et par le ruissellement. Sachant que la littérature avait montré que des différences dans les caractéristiques de la pluie pouvaient générer des granulométries différentes, la première piste que nous avons choisi d'explorer parmi les processus de versants a été le lien entre énergie cinétique de la pluie et granulométrie des particules.

Cette étude nous paraissait d'autant plus importante que, si la sélectivité du détachement par la pluie est communément admise, tout comme le fait que l'énergie cinétique de la pluie est l'un des meilleurs indicateurs du détachement par effet splash, il n'existe aujourd'hui à notre connaissance pas de paramétrisation du détachement par classe granulométrique disponible pour les modélisations à base physique. Explorer le lien entre énergie cinétique de la pluie et taille des particules mises en mouvement par effet splash devrait ainsi permettre de développer une paramétrisation du détachement par classe granulométrique, en fonction de l'énergie cinétique de la pluie.

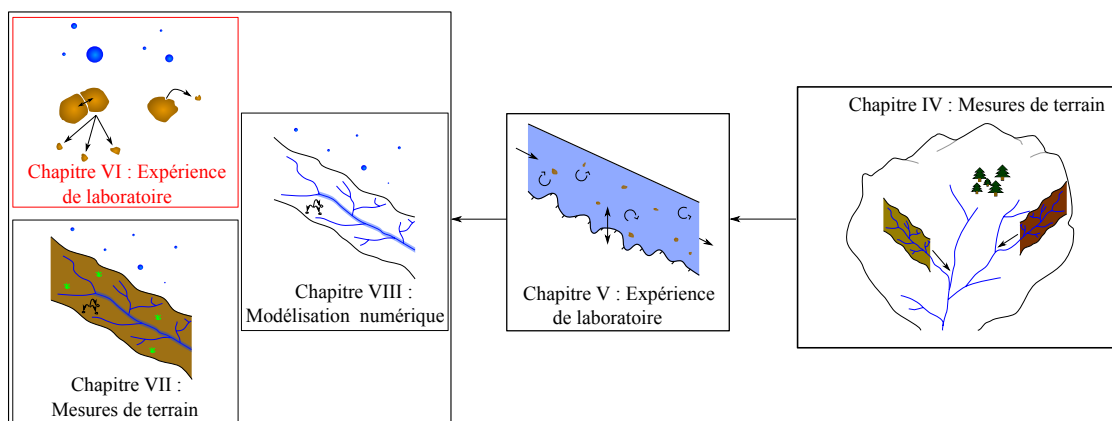


FIG. 6.1 – Avancement de la thèse. Chapitre 6 : Détachement et mise en mouvement par impact des gouttes de pluie.

## 6.1 Abstract

Splash erosion is recognized to be an important actor of hillslope erosion. Although rainfall kinetic energy is recognized to be among the best indicators of splashed mass, little knowledge on the impact of its variations toward splashed particle size was for now acquired. Particle size is however recognized to be one of particles key characteristic, through its control on settling velocity. Relationships between rainfall kinetic energy and splashed particle size were therefore examined through a set of 10 simulated rainfall experiments performed on two contrasted soils, a clay loam and a silt loam. Rainfall intensities ranged from 27 to 88 mm.h<sup>-1</sup>. Drop size distributions were acquired using an optical spectro pluviometer. Drops size had median diameters close to 1 mm, ranging from 0.3 to 6.5 mm. Splashed particles were analyzed combining wet sieving, laser diffraction and weighing. Detached mass presented good correlation with rainfall kinetic energy : determination coefficients were 70 and 80%, respectively for the clay loam and the silt loam. Particles were mostly (>85 %) splashed as aggregates coarser than 500  $\mu\text{m}$  for the clay loam, whilst for the silt loam aggregates finer than 500  $\mu\text{m}$  represented on average 30 to 50 % of splashed particles.

The respective effects of rainfall kinetic energy flux and soils initial conditions on the splashed mass and particle size distributions were examined. If soils initial conditions were found to induce most of detached mass variations, rainfall kinetic energy proved to be responsible for most of particle size variations. The two soils displayed contrasted behaviours toward rainfall kinetic energy. Implications for numerical modelling were discussed.

**Keywords** Interrill erosion, splash detachment, rainfall simulation, rain drop size distributions, aggregated particle size distributions.

## 6.2 Introduction

Hillslope erosion and associated particles transfer have several environmental impacts. It results in net arable land and nutrients loss, which is especially problematic for agricultural productivity. Pesticides can be exported with soil particles, especially adsorbed on their finest fraction (Collins *et al.*, 2005), resulting in environmental threats. In addition to chemical species export, large sediment yield also lead to various environmental problems downstream, for instance reservoir siltation and riverine aquatic habitat degradation (Owens *et al.*, 2005). Within river stream, suspended sediment concentration also influences aquatic life such as algae, macrophytes or fishes (Bilotta et Brazier, 2008) because of reduced light penetration in the water column.

Both rainfall and overland flow are involved in hillslope erosion, respectively through rain erosivity and runoff shear stress. In interrill erosion, the raindrop splash detaches soil particles from the surface layer whilst overland flow is considered to be mainly involved in particle transfer downslope (Kinnell, 1990). Splash erosion is recognized to be a significant erosion actor with regard to runoff, even on steep slopes (Miura *et al.*, 2003). The splash detachment rate was



related to various soil characteristics, such as soil type (Quansah, 1981) and grain size (Sharma *et al.*, 1991). Raindrops characteristics were also found to be important to consider (Al-Durrah et Bradford, 1982) in the splash process. If rainfall kinetic energy, or relationships using it, are now recognized to be among the best indicators of detachment by raindrops (Salles et Poesen, 2000; Salles *et al.*, 2000; Kinnell, 2005; Abd Elbasit *et al.*, 2010), there still exist different methods to have an estimate of this variable. Rainfall intensity is now generally an available measurement for field studies, and is assumed to be reliably estimated. Physically based models therefore usually make use of this quantity as a rainfall input (Smith *et al.*, 1995; Nord et Esteves, 2005; Gumiere *et al.*, 2011). As a consequence of such measurements availability, reliability, and resulting numerical modelling strategies, relationships linking rainfall intensity and volume specific rainfall kinetic energy flux were developed (Brandt, 1989; Brodi et Rosewell, 2007). They are used both for the interpretation of measured sediment export at the plot scale (Pieri *et al.*, 2009) and at the outlet of small ( $\sim 10 \text{ km}^2$ ) catchments (Duvert *et al.*, 2010). If such relationships easily provide an estimate of rainfall kinetic energy, it could be misleading as in natural rainfall events, different kinetic energies can be measured for similar intensities. Indeed, drop size distributions (DSDs) showed large temporal variability during storm event (Uijlenhoet *et al.*, 2003; Chapon *et al.*, 2008; Hazenberg *et al.*, 2011). Moreover, as suggested by different studies with some being reviewed in Salles *et al.* (2002), Fornis *et al.* (2005) and Petan *et al.* (2010), this kind of relationship is believed to be region dependent. Differences in DSDs will result in differences in rainfall kinetic energies, especially taking into account the fact that different rainfall intensities can generate different drops size (Assouline, 2009). Consequently, even using this relationship linking rainfall intensity and kinetic energy, numerical models such as the LISEM (De Roo et Wesseling, 1996) or the EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998) can produce inaccurate splashed mass. In that sense, accurate DSDs measurements should result in improved numerical models results, as it provides mean to accurately estimate rainfall kinetic energy for instance. From the early work undertaken by Laws et Parsons (1943) to the more recent development of optical spectro pluviometer (Löffler-Mang et Joss, 1999) and renewed splash cup (Scholten *et al.*, 2011), constant efforts were undertaken to measure DSDs. A review of the different measurement techniques was made by Van Dijk *et al.* (2002). Among these techniques, Ries *et al.* (2009) showed that a laser disdrometer is able to represent the DSD properly. This device should therefore provide valuable forcing data for physically based erosion models.

Alongside this growing interest for characterising more properly the DSD, questions arise in erosion conceptualisation or modelling. Parsons *et al.* (2004) and Wainwright *et al.* (2008) argued that despite any parameterisation improvement, errors in modelling results will anyway arise from models' misconception. They especially stressed the need to consider particles travel distance and thus developed their own model based on this concept. Even if their work was further discussed (Smith *et al.*, 2010), their conceptualization underlined a recognized issue. The Stokes' law illustrates that, apart from the density of particles, their falling velocity is directly linked to their size, making it a primordial characteristic to consider in erosion dynamics. Experimental studies already addressed different factors affecting the detached mass, for instance the effects of runoff shear stress (Prosser *et al.*, 1995; Giménez et Govers, 2002), slope's length (Polyakov et Nearing, 2003), residue cover (Leys *et al.*, 2010), splashed mass (Abd Elbasit *et al.*, 2010;

Ghahramani *et al.*, 2011a), splashed travel distance (Ghahramani *et al.*, 2011b)... However, less attention was, for now, given to the particle size distributions (PSDs) generated by splash erosion. Existing studies addressing particle size measurements generally linked it with overland flow characteristics (Beuselinck *et al.*, 1999b, 2000; Asadi *et al.*, 2011), in agreement with actual models' conceptualization. Studies addressing PSDs generated by splash erosion were for now studied only with regard to rainfall amount or intensity (Legout *et al.*, 2005; Malam Issa *et al.*, 2006). Parsons et Stone (2006) studied the effects of rainfall intensity on splash erosion, and the generated PSDs. Dunne *et al.* (2010) showed that drop size possibly influence splashed particles. However, to the best of the authors' knowledge, no study directly addressed the effects of rainfall kinetic energy fluxes on the aggregated particle size detached from soil by splash erosion. The objective of this study was therefore to examine the effects of different rainfall kinetic energy fluxes both on the mass and particle size distributions of splashed aggregates for two contrasted soils during simulated rainfall. The temporal dynamics of detached mass and PSDs were monitored in order to analyze if differences principally arise from the evolution of soils initial conditions during one experiment or from the various rainfall kinetic energy fluxes applied for each experiment. This analysis provided a way to prioritize the factors to monitor in order to improve modelling attempts.

## 6.3 Material and methods

### 6.3.1 Rainfall characteristics

#### 6.3.1.1 Rainfall simulators

Three different rainfall simulators were used to obtain different DSD, and therefore different rainfall kinetic energy fluxes. The first rainfall simulator was about 2 meters long and 1.3 meter wide. It was composed of pipes equipped with 264 drippers regularly spaced every 10 centimetres. Drippers were 3 mm in diameter. It was designed to be in permanent circular translation, performing one rotation each four second, at varying speed. This movement ensured that the rain drops did not fall at the same location on the soil all along the rainfall experiment.

The second rainfall simulator was a 60 cm squared and 3.5 cm height PVC box equipped with 110 needles (0.9×40 mm) regularly spaced every 6 centimetres. This simulator also benefited from the same movement as the first simulator. Both simulators were placed about 4 meters above the ground. The last rainfall simulator was a sprayer close to the one presented by Cerdà (1997). It was composed of full cone spray nozzles with an aperture angle of 120 ° (nozzles constructor references : Lechler, 460.368.30.CA.00.1) spaced of about 25 cm. It was designed to obtain some very small drops, close to drizzle. This latter simulator was placed one meter above ground, so that the whole soil's surface was exposed to rainfall.

Each rainfall simulator was connected to the water network. Intensity was varied applying different input flow rates, ranging from 50 to 400 l h<sup>-1</sup>.

### 6.3.1.2 Rainfall measurements and processing

Rainfall intensity was measured using a 29 cm long and 39 cm wide plastic box. It was exposed two times to rainfall during 6 minutes, once before and once after the splash collection. Details on the collection step are provided in section 3.2.3. The total amount of water was then measured with a graduated test tube and was converted into mean rainfall intensity.

DSD measurements were made using an OTT Parsivel optical disdrometer Löffler-Mang et Joss (1999), measuring the number  $n$  of drops in 32 size and velocity classes. To avoid taking into account a wide variety of non-raindrops objects measured by the Parsivel, corresponding for instance to drops splashed on the Parsivel device, Jaffrain et Berne (2010) recommended filtering droplets according to eq. (6.1) :

$$\frac{|V(D)_{meas} - V(D)_{Beard}|}{V(D)_{Beard}} \leq 60\% \quad (6.1)$$

where  $V(D)_{meas}$  is the velocity of a raindrop measured by the Parsivel ( $\text{m s}^{-1}$ ) and  $V(D)_{Beard}$  is the calculated terminal velocity of a raindrop ( $\text{m s}^{-1}$ ), based on Beard (1977) results. Because this study was done in the laboratory, the less complex Beard (1976)'s relationship was used to calculate  $V(D)_{Beard}$ , at a constant pressure and temperature, respectively chosen at 1013 mb and  $20^\circ \text{C}$ . This relationship was fitted from the model provided by the authors in their study. As suggested by Van Boxel (1998),  $V(D)_{Beard}$  was adjusted to  $V(D)_{Beard} \times \delta$  in eq. (6.1).  $\delta$  was introduced as a correction factor, to take into account the fact that drops had not their terminal velocity because the rainfall simulator was only 4 meters above soil. It was fixed at a constant level of  $\delta=80\%$ . Although it is known to be function of drops diameter, it is believed that the 60 % tolerance in eq.( 6.1) should take into account the small deviation due to this approximation. Indeed, it was chosen by its authors for field measurements. In our study, uncertainties such as wind were not influencing measurements, and as such using a constant  $\delta$  over the whole diameter range should provide reliable results.

Based on the works of Löffler-Mang et Joss (1999) and Battaglia *et al.* (2010), Jaffrain et Berne (2010) also reminded the usefulness of taking into account the effective sampling area of the disdrometer,  $S_{eff}$ , of the Parsivel for each drop size,  $D$  (m) (eq. (6.2)) :

$$S_{eff}(D_i) = L \times (W - \frac{D_i}{2}) \quad (6.2)$$

where  $L$  and  $W$  corresponded to the laser beam's length and width, respectively 180 and 30 mm in this study. Drops having a 60% relative difference in velocity regarding the Beard's model, corrected for the fact that drops did not had their terminal velocity, were not taken into account for further computation. The fact that only half a drop (half diameter) can go through the laser beam, with corresponding high falling velocity was also corrected thanks to eq. (6.2). These raw data processing steps, especially interesting for field studies, can also be useful in laboratory for instance to correct for drops breaking on the Parsivel device.

Using  $n$ , the definition of the kinetic energy, and under a spherical drop assumption (deviation from this assumption for drops larger than 1 mm was indirectly taken into account by the Parsivel, see Jaffrain et Berne (2010)), the rainfall total kinetic energy can be computed summing

each individual drop contribution (eq. (6.3))

$$E = \frac{\pi\rho}{12} \sum_{i=1}^{32} D_i^3 v_i^2 \quad (6.3)$$

where  $E$  is the kinetic energy (J) of  $n$  (drops  $\text{m}^{-3}$ ) raindrops having a density  $\rho$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), and falling velocity  $v_i$  ( $\text{m s}^{-1}$ ). The raindrop flux per unit volume  $X(D_i)$  (drop  $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) is then used (eq. (6.4)) :

$$X(D_i) = \frac{n(D_i)}{S_{\text{eff}} \times \Delta t} \quad (6.4)$$

where  $\Delta t$  is measurement period, fixed at 60 s in this study. Using eq. (6.3) and (6.4), the rainfall kinetic energy flux,  $KE$  ( $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), is expressed as :

$$KE = 2,6 \cdot 10^{-7} \sum_{i=1}^{32} X(D_i) D_i^3 v_i^2(D_i) \quad (6.5)$$

Although eq. (6.5) is mathematically equivalent to the relation proposed by Salles *et al.* (2002), it was preferred to this latter because the Parsivel's measurements were expressed in millimetres. Similarly, the rainfall intensity,  $R$  ( $\text{mm h}^{-1}$ ), can be computed using the sum of all drops' volume (eq. (6.6)) :

$$R = \frac{3600 \times \pi}{6} \times 10^{-6} \times \sum_{i=1}^{32} X(D_i) D_i^3 \quad (6.6)$$

The sprayer produced drops that were obviously not correctly measured by the disdrometer. It measured a median drop diameter of about 1 mm, whilst it was visually seen to look like drizzle. It is likely to be due to excessive beam attenuation. Indeed, the Parsivel is known not to be able to measure small drops (i.e. particles smaller than or in the first two diameter bins, corresponding to  $D=6.25 \cdot 10^{-2}$  and  $1.88 \cdot 10^{-1}$  mm) because of their low signal to noise ratio (Jaffrain et Berne, 2010). As diameters were not properly measured, it was assumed that drop velocities were also incorrect. Thus we used the DSD provided by the constructor, making an accurate estimation of KE difficult. Such constraint also made it impossible to test the DSD variability with time and for different rainfall intensity. However, the KE was estimated using the provided DSD. From such distribution, the velocity for each size bin was estimated using the relation proposed by Atlas et Ulbrich (1977) (eq. (6.7)), assuming that drops reached their terminal velocity, which is not unlikely for such diameters ( $D_{50}=190 \mu\text{m}$ ) :

$$V(D) = 3.78 \times D^{0.67} \quad (6.7)$$

As no sampling area and time was available, the KE used was computed using different sampling time (1 and 60 seconds) and sampling surface ( $20 \times 140$  mm to  $30 \times 180$  mm).

It was also checked whether the DSDs of the simulated rainfall were close to, or fundamentally different, from the DSDs measured during natural rainfall events. Both the raw diameter of the drops and the shape of the DSDs were analyzed. The diameter of the drops was compared with measurements made during natural rainfall thanks to literature studies. The shape comparison was done by fitting DSDs measured during the experiments with the gamma function proposed

Size fraction	Clay loam Quantity (g kg <sup>-1</sup> )	Silt loam Quantity (g kg <sup>-1</sup> )
Clay (<2 $\mu m$ )	326	112
Fine silt (2-20 $\mu m$ )	339	147
Coarse silt (20-50 $\mu m$ )	138	449
Fine sand (50-200 $\mu m$ )	142	287
Coarse sand (200-1000 $\mu m$ )	55	5
Organic matter	35	20

Tab. 6.1 – Absolute (i.e. dispersed) size fractions of the two studied soils.

by Ulbrich (1983) (eq. (6.8)) and comparing parameters values to another study providing it during natural rainfall (Hazenber *et al.*, 2011) :

$$N(D) = \kappa D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (6.8)$$

where  $N(D)$  is the concentration per unit volume (mm<sup>-1</sup> m<sup>-3</sup>),  $\kappa$  the intercept parameter (mm<sup>-1</sup>  $\mu$  m<sup>-3</sup>),  $\mu$  a shape parameter (dimensionless) and  $\Lambda$  the slope of the exponential (mm<sup>-1</sup>). This model, initially based on Marshall and Palmer (1948)'s exponential model, is one of the various models used in DSD studies. Other models of DSDs were recently proposed (Smith *et al.*, 2009; Yu *et al.*, 2012), especially to take into account the fact that parameters used to describe the DSD with relationships like eq. (6.8) are not yet fully independent. However, as the aim of this computation was only to do qualitative comparisons with literature, the model of Ulbrich (1983) was considered to be adequate.  $\kappa$ ,  $\mu$  and  $\Lambda$  were fitting parameters. The fit was performed using a least square procedure.

## 6.3.2 Experimental protocol

### 6.3.2.1 Soil preparation

Two soils sampled in the upper horizon of cultivated fields were used. Their “absolute“ (i.e. dispersed) size distributions (Tab. 6.1) were acquired using settling after submitting particles both to hydrogen peroxide, sodium hexametaphosphate and to a short ultrasonic bath. According to the USDA ternary diagram, the first soil would therefore be a clay loam and the second one a silt loam. This latter was the soil studied in Legout *et al.* (2005).

About 15 kilos of each soil were collected. Any pebble or others non-mineral material such as roots were manually removed, and the soils were then air dried. Prior to any experiment, a given quantity of soil (average mass  $\pm$  standard deviation were  $2635 \pm 135$  g for the clay loam and  $3070 \pm 500$  g for the silt loam) was collected and oven dried during 24 hours at 50 °C. For the clay loam, the aggregate size ranged from 1 mm to 2 cm. The silt loam clearly displayed a bimodal aggregated distribution, with some coarse (i.e. >2 cm) and fine (i.e. <1 mm) aggregates. For this latter soil, particular attention was paid in order to have 50% of the total weight of each kind of aggregates used for each experiment.

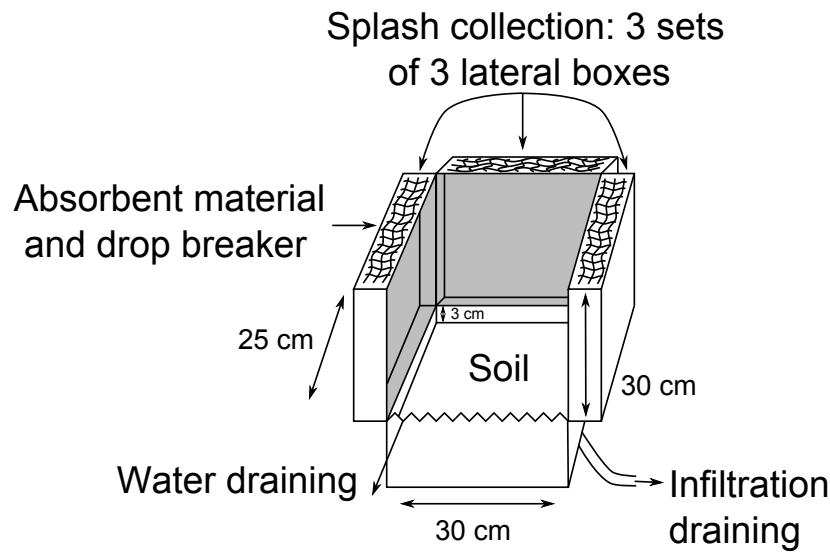


FIG. 6.2 – Device used to collect splashed particles. Particles were collected from the three collectors in the shaded areas. Each set of these three collectors constituted one time period referred to as “t1”, “t2”, “t3” in the text.

#### 6.3.2.2 Splash collection

The selected soil quantity was chosen to fill the whole central compartment (25 cm × 30 cm × 3 cm) of the device presented in Fig. 6.2, based on the one described in Van Dijk *et al.* (2003). Three lateral boxes (30 cm height and 25 cm long) were designed to collect the splashed particles, and will therefore be named “splash collectors” in the following. Their bottoms were perforated and covered with filter paper, so that splashed particles were retained while water was drained. The last side of the device was designed to evacuate overland flow if needed. However, for all the experiments presented in this study, no overland flow was observed. The slope was null, consequently the three splash collectors were assumed to be triplicates. They were therefore used to obtain averaged values and standard deviations for the splashed mass and PSDs. In order to analyze the temporal dynamics of the splashed mass and PSDs, three sets of these three splash collectors were used. Once enough splashed particles were collected in the first set of three splash collectors, they were replaced by three new collectors whilst the box containing the soil remained under the simulated rainfall. Once it was filled, the second set of three was finally replaced by a third one, resulting in 9 different splash collectors for each experiment. Each set of these three splash collectors corresponded to a time period during a rainfall experiment and will therefore be named “t1”, “t2” and “t3” in the following. Each time period corresponded to a different soil initial condition : rainfall was applied on dried aggregates during “t1”. Rainfall then wetted aggregates and changed soils moisture and surface state. Then new collectors were used to collect samples from “t2”, but as the soil already undergone rainfall during “t1”, detachment occurred on initial moisture and surfaces state different from “t1”. These three time periods could therefore be considered each as a new experiment starting with different initial conditions, in term of soils surface state and moisture. In the following, different time period will therefore

be referred to as different “initial” conditions. The device was maintained about 40 cm above ground during an experiment in order to avoid drops generated by impacts on the ground around the device. A drop breaker and an absorbent material were used to prevent drop breakage on the top of the splash collectors, which would have artificially generated some small drops.

### 6.3.2.3 Experiment and splashed particle analysis

To ensure that variations of rainfall characteristics were included in the measurements during the experiments, each rainfall experiment followed this sequence :

- The DSD was measured during six minutes at the centre of the central compartment.
- The disdrometer was replaced by the plastic box during six minutes in order to measure rainfall intensity.
- The plastic box was replaced by the device containing the soil. Then the splashed particles began to be collected by the first set of three splash collectors (“t1”) until sufficient, but not too large, amount of splashed particles was collected to allow for an optimal obscuration value for further laser particle size analysis. This point was assessed by visual inspection and a trial-error procedure prior to the “real” experiments. The 3 splash collectors were changed by another set, and the operation was then repeated for the two other set of collectors (i.e. “t2” and “t3”).
- The device containing the soil was removed, and rainfall intensity was measured using the plastic box during six minutes, at the same location.
- The DSD was measured during six minutes.

Measuring DSDs and rainfall intensity two times during six minutes was found to be a good compromise between the time variability of the rainfall simulators and the time spent for one measurement. Presented intensities (Tab. 6.2) are the average of the two measurements made for each experiment. Immediately after a set of splash collectors was filled with sufficient splashed materials quantities, they were collected into bottles using 90% ethanol. As the aim of the study was to measure the aggregated size, ethanol was used to preserve the structure of the aggregates before size analysis (Le Bissonnais, 1996). After collection into bottles, the particles were gently sieved with ethanol to separate the coarsest particles, using 1000  $\mu m$  and 500  $\mu m$  meshes. The <500  $\mu m$  fraction was analyzed for its PSDs with a laser sizer (Malvern Mastersizer 2000). The amounts of splashed material that were collected in each collector for each time period lead to “optimal” obscuration values comprised between 10% and 25% during the PSD measurements. Low stirring and pumping values (respectively 500 and 1250 rpm) were used to preserve aggregate structure during the measurements. These latter resulted in 100 logarithmically spaced size classes ranging from 0.01 to 2000  $\mu m$ . Each fraction (>1000  $\mu m$ , 500-1000  $\mu m$  and 500  $\mu m$  >) was then oven dried at 105 °C for 24 hours and weighed. Assuming a constant bulk density over the different aggregates size classes, the volumetric percentages obtained with laser measurements were converted to weight percentages. The mass obtained by sieving were then added to these latter. In the following, the term “fraction” will be used to design a part of these reconstituted size distributions.

Finally, ten experiments were performed : four on each soil with the first two rainfall simulators

		Exp. 1	Exp. 2	Exp. 3	Exp. 4
Clay loam	t1	$1.8 \pm 0.5$ (540)	$3.2 \pm 0.6$ (320)	$2.1 \pm 0.6$ (370)	$1.9 \pm 0.1$ (720)
	t2	$4.3 \pm 0.8$ (170)	$4.0 \pm 1.3$ (170)	$6.2 \pm 2.7$ (100)	$4.7 \pm 2.6$ (280)
	t3	$5.0 \pm 0.5$ (170)	$6.8 \pm 0.7$ (90)	$8.1 \pm 1.1$ (80)	$3.9 \pm 3.8$ (280)
	RKE	$1.9 \cdot 10^{-2}$	$2.9 \cdot 10^{-2}$	$2.8 \cdot 10^{-2}$	$3.4 \cdot 10^{-2}$
	RI	49	55	82	82
Silt loam	t1	$2.7 \pm 0.4$ (1810)	$5.3 \pm 0.8$ (300)	$3.5 \pm 0.8$ (640)	$9.7 \pm 1.5$ (270)
	t2	$5.5 \pm 0.2$ (820)	$10.8 \pm 4.5$ (120)	$7.1 \pm 0.6$ (300)	$32.6 \pm 2.9$ (90)
	t3	$7.6 \pm 1.3$ (780)	$12.2 \pm 1.3$ (120)	$6.9 \pm 1.4$ (380)	$28.1 \pm 6.5$ (100)
	RKE	$3.4 \cdot 10^{-3}$	$1.7 \cdot 10^{-2}$	$2.2 \cdot 10^{-2}$	$7.4 \cdot 10^{-2}$
	RI	27	57	68	88

Tab. 6.2 – Average detachment rate ( $\text{g m}^{-2} \text{mm}^{-1}$ ) and its associated standard deviations for experiments done with the first two simulators. Rainfall Intensity (RI,  $\text{mm.h}^{-1}$ ) and Rainfall Kinetic Energy flux (RKE,  $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $\pm 10\%$ ) were also indicated for each experiment. Numbers in parentheses correspond to approximate exposure time (seconds) of the corresponding set of splash collectors.

(Tab. 6.2) and one on each soil with the sprayer, during which no splash erosion occurred. These experiments resulted in 432 samples that were analyzed for mass and PSDs. The differences between populations were tested using the Mann-Withney U-test, while the regression significances were tested using the Student t-test.

## 6.4 Results

### 6.4.1 Simulated rainfall characteristics

It was first tried to quantify the errors made on rainfall characterization during the different steps of the protocol. Regarding the spatial variability of rainfall intensity, measurements showed that it was negligible for the simulators used in this study. The average rainfall intensity of 34, 55 and  $72 \text{ mm h}^{-1}$  led to coefficients of variation of 9, 10 and 8 % respectively, on four measurements done every 50 cm. The rainfall intensity was stable in time during the experiments. Maximum variations of  $4 \text{ mm h}^{-1}$  were recorded between the first measurement and the second one during all the experiments.

Some tests regarding the temporal variability of the DSDs were performed prior to the experiments. This variability was measured through continuous measurements and revealed small dispersion. Averaged coefficient of variation of 4, 6 and 14%, respectively for  $D_{10}$ ,  $D_{50}$  and  $D_{90}$ , were found (number of measurements  $N=333$ ). Typical DSDs from the rainfall simulators are presented in Fig. 6.3. It was also observed that the KE was stable using 10 minutes measurements. Whereafter, 10 % variability still remained because of the DSD's intrinsic temporal variability. The shapes of the averaged DSDs were in good agreement with the model proposed by Ulbrich (1983), although for the optimal set of parameters used it did not manage to fit the coarsest drops in DSDs (Fig. 6.3). Fitted distributions led to the following parameters :  $\mu$  ranged



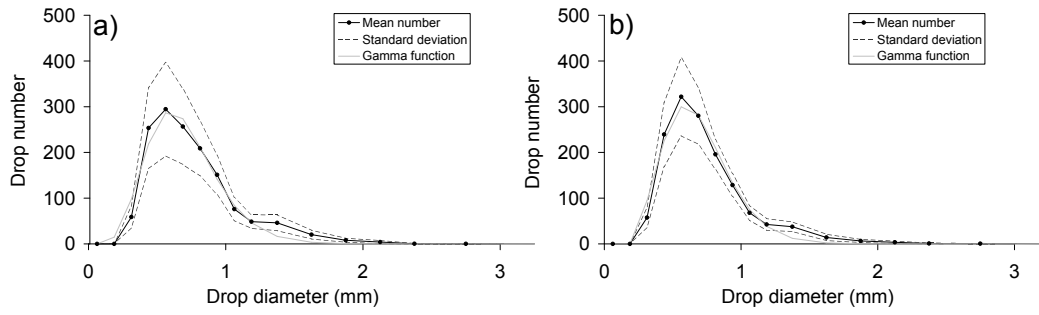


FIG. 6.3 – DSD measured a) during experiment 2 on the clay loam and b) during experiment 1 on the silt loam. Measurements are issued from two different rainfall simulators. Dotted line represents the averaged distributions, surrounded by two dashed lines representing the average number  $\pm$  one standard deviation. Continuous grey line results from the use of the gamma function (eq. (6.8)).

from 4.35 to 6.08,  $\Lambda$  from 7.34 to 14.13  $\text{mm}^{-1}$  and  $\kappa$  from 2.95.105 to 1.11 107  $\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$ . The sprayer was used to have an estimate of the critical kinetic energy flux,  $KE_c$ , to initiate detachment, as zero detachment occurred despite the 80  $\text{mm h}^{-1}$  applied rainfall intensity. Its  $KE$  was estimated following the procedure described in section 6.3.1 The DSD, ranging from 42 to 1000  $\mu\text{m}$ , resulted in falling velocities ranging from  $4.4 \cdot 10^{-3}$  to  $3.7 \cdot 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$  according to eq. (6.7). Sampling surface  $S$  was chosen between  $20 \times 140 \text{ mm}$  and  $30 \times 180 \text{ mm}$  and sampling time  $\Delta t$  between 20 seconds and 100 seconds.  $KE$  was then calculated using eq. (6.5), resulting in a value estimated between  $7 \cdot 10^{-5} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  and  $7 \cdot 10^{-4} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . The minimum value was considered to be the most representative of  $KE_c$  because it was obtained using sampling size values close to the ones provided by various disdrometer constructors, and reasonable sampling time (100 seconds). Moreover, a sensitivity analysis showed that, for the time the experiments lasted (Tab. 6.2), if  $7 \cdot 10^{-4} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  was used instead of  $7 \cdot 10^{-5} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , it would have resulted in an average relative difference in total accumulated energy of 5.5%. This difference would have been only of 2.6 % if the longest experiment had been excluded from this analysis.

## 6.4.2 Particles detachment

### 6.4.2.1 Detached mass

The detachment rates were lower in the first time period than in the two following ones for both soils. Relative differences ranged from 20% to 66% lower for the clay loam and from 51% to 70% for the silt loam, which is due to a longer first time step (Tab. 6.2). However, the detachment rates were not statistically different between “t2” and “t3” for the two soils, according to a Mann-Whitney U-test at the 5% level of confidence. Such statistical test should be considered with caution, since only four samples were available. The silt loam displayed higher detachment rate than the clay loam at comparable rainfall intensities. Experiments with comparable rainfall intensities but different  $KE$  due to different DSDs resulted in different detachment rates as

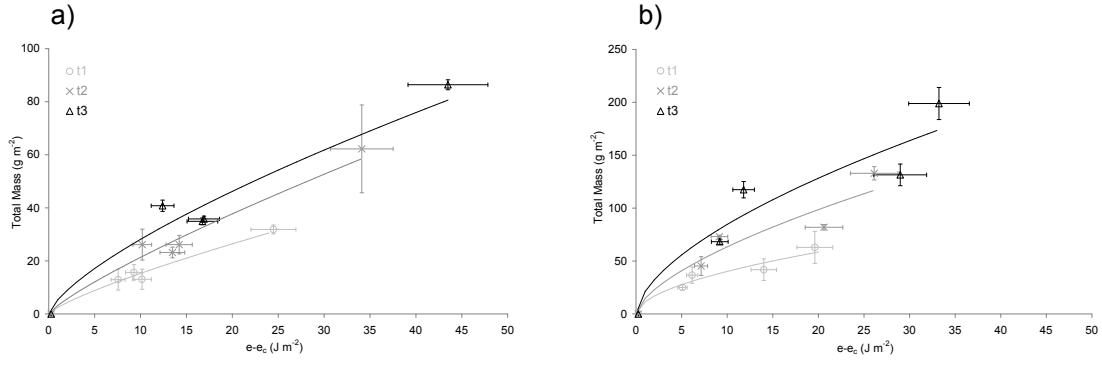


FIG. 6.4 – Detached mass as a function of received kinetic energy,  $e$ , from which critical energy to initiate detachment,  $e_c$ , was subtracted, for a) the clay loam and b) the silt loam. Each curve represents a time period, from the one beginning with the onset of rainfall simulation (“t1”) to the one finishing with the end of the experiment (“t3”). Error bars correspond to standard errors. Note that y-axis scale is different for a) and b).

illustrated by comparisons between experiment 1 and 2 or 3 and 4 for the clay loam and, to a lesser extent, between experiment 2 and 3 for the silt loam. For instance, detachment rates were on average 1.4 times higher in experiment 2 than in experiment 1 for the clay loam. Conversely, experiment 3 had a detachment rate 1.5 times higher on average than experiment 4.

The Fig. 6.4 presents the detached mass as a function of the energy spent in detachment, respectively calculated as the sum of the measured mass, and  $KE$  minus  $KE_c$  time exposure times (both are summarized in Table 6.2). A power law was chosen to fit this relationship in agreement with previous studies (Kinnell, 2005). The exponent of the power law relationship was stable over the different time periods considered. Indeed, the average relative difference between exponents for the three different combinations of the three time periods (i.e. “t1” vs “t2”, “t1” vs “t3” and “t2” vs “t3”), for the two soils, was 10%. However, the same analysis applied to the proportionality constant of the various regressions resulted in an averaged relative difference of 62%.

For the clay loam, the average ratio between the maximum and minimum detachment rates, at a given time step for various KEs, was 1.8, whilst it was 2.8 between times periods (Tab. 6.2). It suggested that the initial conditions of the soils (i.e. surface state and moisture) controlled more the detachment mass flux than the  $KE$ . Considering experiments with low  $KE$  (i.e. experiments 1 to 3), comparable results were found for the silt loam, with an average ratio of 1.9 over  $KE$  and 2.4 over time periods. Nevertheless, if the experiment exhibiting the highest  $KE$  ( $7.4 \cdot 10^{-2} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) was included in this analysis, the ratio moved to 4.5 over  $KE$  and 2.6 over time periods. It therefore suggested that  $KE$  was responsible for most of detached mass variations when high  $KE$  values were applied on the less cohesive soil, i.e. the silt loam.

#### 6.4.2.2 Detached particle size

A comparison between dispersed and aggregated particle size revealed that particles were splashed as aggregates rather than elementary particles. Indeed, collected samples that were

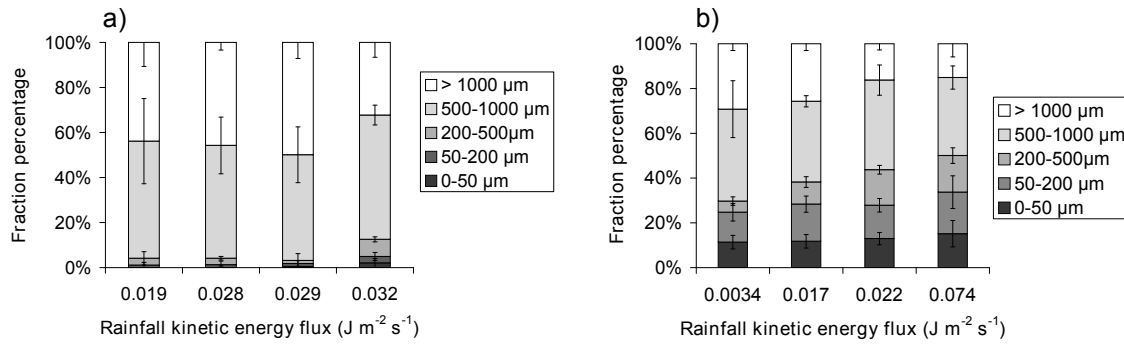


FIG. 6.5 – Averaged size fractions detached for various rainfall kinetic energy flux during a) the first time period for the clay loam and b) the third time period, for the silt loam. Error bars correspond to standard deviations.

analyzed for their aggregated PSDs were coarser than the dispersed ones. From 25 to 100% of the aggregated splashed particles for the clay loam were coarser than 200  $\mu\text{m}$ , and from 8 to 100% for the silt loam, whilst these percentages were 5.5 and 0.5%, respectively for the clay loam and the silt loam, when absolute size was measured (Tab. 6.1). The aggregated particle sizes were considered in the following, as it corresponds to the size that really affects the travel distance of particles during rainfall events.

When rainfall was applied on dried aggregates (“t1”) for the clay loam, the 0-50  $\mu\text{m}$  fraction was not measured in significant quantities during the experiments exhibiting the two lowest  $KE$ , whilst it represented about 2% in mass of the detached particles for the experiment exhibiting the highest energy flux (Fig. 6.5a). During this time period, this 0-50  $\mu\text{m}$  particles fraction displayed a negative correlation with the > 1000  $\mu\text{m}$  fraction for this soil during the first time period. (Fig. 6.6b). Indeed, Pearson correlation coefficient was  $r=-0.84$ , even if only four samples were available for this calculation. In the two following time periods (“t2” and “t3”), this 0-50  $\mu\text{m}$  fraction tended to decrease to a non-significant value for the two experiments with a high  $KE$ , whilst they appeared in a small proportion (less than 1% in mass) for the two other experiments (Fig. 6.6a). For instance, the experiment with the lowest  $KE$  detached about 200 times more particles from this fine fraction during “t3” than during “t1” (Tab. 6.3). It has however to be noticed that in that case, very small percentage (<1%) with corresponding very small mass (respectively 0.1 mg for “t1” and 16 mg for “t3”) were measured and as such variations should be considered with caution. Both soil initial conditions (i.e. surface state and moisture) and the applied  $KE$  were found to be important in the generated size fractions for the clay loam, depending on the considered one. For the 0-50  $\mu\text{m}$  and 50-200  $\mu\text{m}$  fractions, the averaged ratio between the maximum and the minimum mass percentage over  $KE$  was about 45% higher than the same averaged ratio over time periods (i.e. over soil initial conditions). For these two finest fractions, more differences should therefore arise because of variations in  $KE$  than because of variations in the soil initial conditions. For the other fractions (200-500  $\mu\text{m}$ , 500-1000  $\mu\text{m}$ , > 1000  $\mu\text{m}$ ), the same ratio over  $KE$  was about 16 % lower than the one over time periods which led to the opposite interpretation. That is to say more differences arose in these coarsest size fractions because of variations of the soil initial conditions.

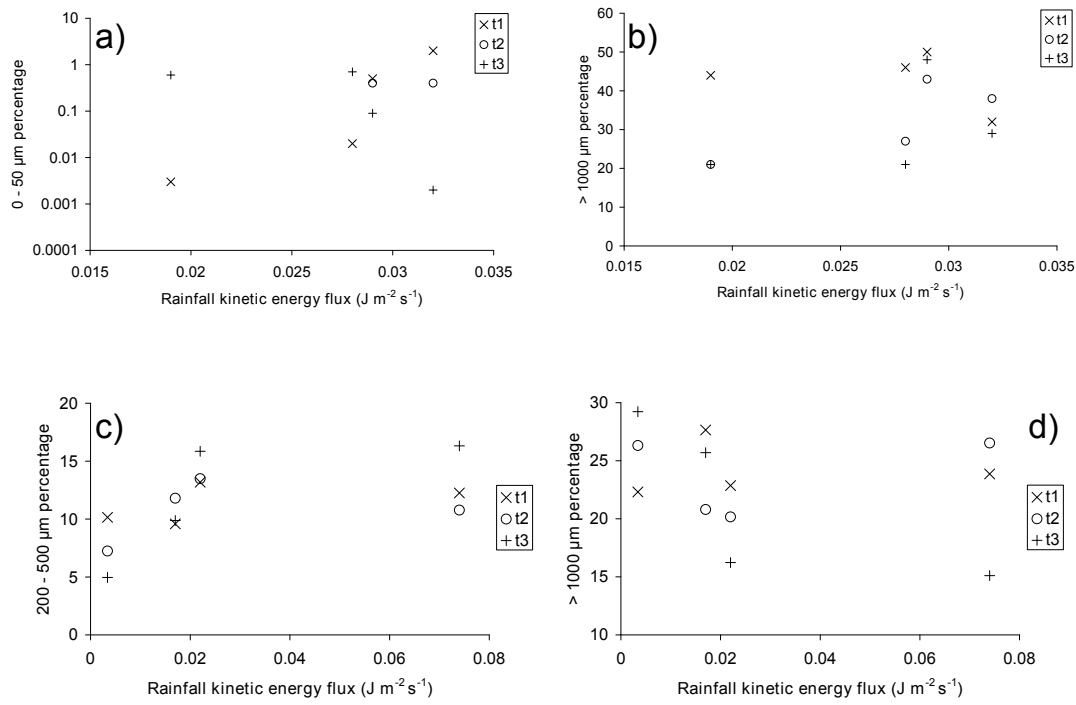


FIG. 6.6 – Size fractions detached at various rainfall kinetic energy flux. The first two sub-figures correspond to the clay loam for the a) 0-50  $\mu\text{m}$  size fraction and b) >1000  $\mu\text{m}$  size fraction. The two other subfigures correspond to the silt loam for the c) 200-500  $\mu\text{m}$  size fraction and d) > 1000  $\mu\text{m}$  size fraction. Note that y-axis is different for each subfigure, and x-axis is different between a)-b) and c)-d).

For the silt loam, the finest fraction (0-50  $\mu\text{m}$ ) represented, on average over all time periods and experiments, about 40 times more mass percentage of splashed particles than for the clay loam (Fig. 6.5). Conversely to the clay loam, no clear trend was seen in this 0-50  $\mu\text{m}$  particle size fraction. However, the 200-500  $\mu\text{m}$  and >1000  $\mu\text{m}$  fractions progressively became anti correlated with increasing time spent under rainfall. The coefficient of correlation  $r$  between  $KE$  and proportion of the size fractions displayed a decreasing trend, from -0.36 during “t1” to -0.70 during “t2” and finally to -0.84 during “t3”. The increase of the 200-500  $\mu\text{m}$  fraction from 5 to 35% whilst the > 1000  $\mu\text{m}$  fraction decreased from 29 to 15 % was especially noticeable during “t3” (Fig. 6.5b)). If little scattering was observed during the first time period for this 200-500  $\mu\text{m}$  fraction, with a ratio between maximum and minimum value of about 1.3, it displayed large scattering during the third time step, this ratio being close to 3.3. For this size fraction (Fig. 6.6c)), little effect of rainfall kinetic energy flux on PSDs was therefore observed during the first time period, whilst it displayed large effects during the third time period, when the soil was wetted and undergone rainfall kinetic energy during the previous time periods.

Soil	Exp.	0-50 $\mu m$	50-200 $\mu m$	200-500 $\mu m$	500-1000 $\mu m$	> 1000 $\mu m$
Clay loam	Exp. 1	0.003/0/0.6	1/0.7/0.5	3/6/8	52/73/69	44/21/21
	Exp. 2	0.02/0/0.7	1/0.4/0.6	3/5/8	50/68/69	46/27/21
	Exp. 3	0.5/0.4/0.09	1/2/0.4	1/8/0.9	47/46/51	50/43/48
	Exp. 4	2/0.4/0.002	3/2/0.8	8/4/4	55/55/66	32/38/29
Silt loam	Exp. 1	11/10/11	15/13/13	10/7/5	41/43/41	22/26/29
	Exp. 2	10/16/12	16/20/17	10/12/10	37/32/36	28/21/26
	Exp. 3	11/12/13	16/15/15	13/13/16	37/40/40	23/20/16
	Exp. 4	12/10/15	15/14/19	12/11/16	37/39/35	24/27/15

Tab. 6.3 – Average size fraction mass percentage for each experiment. Each row corresponds to one experiment, and within each box the percentage for the corresponding time period is indicated as follows : “t1”/“t2”/“t3”.

## 6.5 Discussions

### 6.5.1 Simulated rainfall representativeness

The representativeness of rainfall simulation with regard to natural rainfall event is usually questioned. Measurements errors were therefore checked and it was tried to assess whether the measured drops properties were in agreement with natural rainfalls, using comparison with literature data.

It has to be first noticed that the 6 % error on drops median diameter and the 10% one on KE were in agreement with the results presented by Salles *et al.* (1999). Indeed, with an average number of about 940 drops measured per experiment, they indicated that the coefficient of variation of  $D_{50}$  and KE should be estimated with a coefficient of variation of 8 to 10%, respectively. Moreover, the measured stability (with 10 % uncertainty) in KE achieved after 10 minutes measurements validated the choice made to measure DSD two times 6 minutes during an experiment.

The diameter range of the produced drops was smaller than the ones measured within convective natural storm, but remained in the same order of magnitude than other storms (Kostinski et Jameson, 1997; Maki *et al.*, 2001; Uijlenhoet *et al.*, 2003). Moreover, the fitted values obtained using eq. (6.8) had the same order of magnitude as those measured during natural storms (Hazenbergh *et al.*, 2011), although they exhibited slightly higher values of  $\mu$  and  $\lambda$ . This was however coherent with the coarser median diameter measured during natural convective rainfall events. These comparisons of diameter and shape with field measurements suggested that the measured DSDs were not unrealistic regarding those measured during natural rainfall event. It is moreover worthwhile to notice that the rainfall intensities used in this study were representative of natural rainfall events (Uijlenhoet *et al.*, 2003; Hazenbergh *et al.*, 2011).

The measured values of  $KE$  presented in Salles *et al.* (2002), from the field measurement of Sempere-Torres *et al.* (1994), were one order of magnitude higher than those presented in this study. However, as they did not mentioned it, it is assumed that their work did not take into account the fact that the Parsivel overestimates high falling velocities in the one hand and is not able to properly measure small (i.e. in the first two bins) drops (Battaglia *et al.*, 2010) in the

other hand. Both effects (i.e. higher falling velocities for large drops and erroneous amount of small drops) should have resulted in higher kinetic energy than the ones that may be measured applying the methodology followed in this paper. Moreover, in this study, rainfall intensity was measured using a “conventional” method (i.e. using a plastic box). Using eq. (6.6) instead of this method to convert  $KE$  from  $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (this study) to  $\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$  (Salles *et al.*, 2002) resulted in values being in the same order of magnitude. The measured high  $KE$  during experiment 4 on the silt loam with regard to experiment 4 on the clay loam, which was performed at slightly higher intensity, was explained by differences in DSDs. The latter experiment exhibited raw spectrum having about 2 times more rain drops than the first one. Interestingly, a comparison between experiments 2 on the silt loam and the clay loam showed that with slightly smaller intensity, one can measure higher kinetic energy flux. Thus, rainfall simulators used in this study seemed able to produce various DSDs at comparable intensity, a result also measured during natural rainfall (Assouline, 2009). This is reassuring about the ability of the simulated rainfall to reproduce realistic behaviours.

### 6.5.2 Splashed mass and particle size distributions

The detachment rates measured in this study for the silt loam were similar to those of Legu  dois (2003). The increase in detachment rate with time period, along with soil initial conditions, was coherent with Slattery et Bryan (1992)’s work, who reported a decrease in soil shear strength with soil moisture. It can be in agreement with the observed variability in standard deviation of the detachment rate with time. Indeed during the first time period, the detachment was relatively homogeneous because of the progressive breakage of some aggregates, being the main limiting factor to detached mass. In the following time period, aggregates broke down and re-deposited particles were available as splashed particles source, which should have resulted in detachment being less homogeneous. The detachment was observed to fit a power law of kinetic energy, according to eq. (6.9) :

$$D_p = k(e - e_c)^b \quad (6.9)$$

where  $D_p$  is the detached particle weight (g),  $k$  the soil detachability coefficient ( $\text{g J}^{-1}$ ),  $e$  the energy applied to the soil (J),  $e_c$  the energy threshold to initiate detachment (J) and  $b$  an empirical parameter (dimensionless). For each time period and for each soil,  $e_c$  was calculated using the  $KE_c$  and the exposure time of each experiment and time period (Tab. 6.2). In order to use measured detachment rates from both dried and wetted soils, the complete data set (i.e. 4 experiments with 3 time periods) for each soil was used to perform the non linear regressions. It was made in order to qualitatively compare the obtained results with literature, in which information on the soils initial conditions were not always available. Values of  $k$  were 2 and 9  $\text{g.J}^{-1}$ , while values of  $b$  were 1.0 and 0.8, respectively for the clay loam and the silt loam. The determination coefficients were 0.80 and 0.70, both relationships being significant at the 1% level of confidence. This relationship was in agreement with those obtained in previous studies (Sharma et Gupta, 1989; Sharma *et al.*, 1991; Salles et Poesen, 2000; Kinnell, 2005). Values of  $b$  were coherent with those reported by Quansah (1981) and Poesen (1985).

Regarding the particles size, we should stress that for the two studied soils, the variations of

$KE$  were responsible for some variations of the splashed PSD. As illustrated by Fig. 6.5, the proportion of fine splashed particles increased with the  $KE$ . This means that, in addition to particle export, the raindrop kinetic energy was spent in aggregate breakdown from the  $>1000 \mu m$  size fraction toward the  $< 500 \mu m$  one. However, this apparent similar behaviour of the two studied soils according to the  $KE$  occurred at different time periods and for different size fractions. For the clay loam, an increase in  $KE$  resulted in an increase in fine particles ( $0-50 \mu m$ ) during the first time period (Fig. 6.5a)), but was not observed during the two following ones (Fig. 6.6a). Whilst it displayed a higher  $0-50 \mu m$  fraction content, on average 12% (Tab. 6.3), this enrichment of fine particles with increasing  $KE$  was not clearly measured for the splashed particles of the silt loam in the first time period. However, an increase in the  $200-500 \mu m$  fraction and a corresponding decrease in the  $> 1000 \mu m$  fraction with increasing kinetic energy was clearly seen during the third time period (Fig. 6.5b). This suggested that, depending on the soil characteristics,  $KE$  did not exert the same control on the splashed PSD. To go further, it was demonstrated that some size fractions were rather dependant upon the soil initial conditions than upon the  $KE$ . The conclusions of the two studies dealing with PSD and  $KE$  were different from the one of that study. Indeed Pieri *et al.* (2009) reported that particle size increases with the  $KE$ . Dunne *et al.* (2010) found that splashed particles had lower median diameter than the soil using 1 mm diameter drops whereas particles were splashed with diameter close to the soil diameter with increasing drops diameter, in the range 1 to 2.5 mm. Three main assumptions can be given to explain the difference in the PSD- $KE$  relationship. Firstly, the plot scale studied in Pieri *et al.* (2009) implies other processes such as transport by overland flow in addition to splash detachment. Secondly, their results were obtained using dispersed samples. Thirdly, the soil properties can also have had influence on their results. This last hypothesis would be in agreement with the results obtained by Dunne *et al.* (2010) as the authors stated that their results were found using non cohesive soil. In the following, the discussion aims at understanding the complex  $KE$ -PSD relationship according to the mechanisms involved in aggregate breakdown.

Referring to Le Bissonnais (1996) structural stability tests, that were shown to be able to reproduce the main aggregates breakdown mechanism, i.e. slaking due to fast wetting, microcracking due to slow wetting, and mechanical breakdown due to raindrop impacts, we can assume that under our rainfall conditions aggregates were broken rather because of wetting effect than because of raindrop impact for the silt loam. This assumption was supported by the fact that, for soils with a low structural stability (i.e. poorly cohesive) as the silt loam, slaking is the most destructive treatment. It is also supported by the fact that the  $KE$  was found to exert few control on the PSD, at least less than the soils initial conditions. Once most aggregates were disrupted because of wetting, mechanical breakdown disrupted coarse aggregates ( $> 1000 \mu m$ ) into smaller ones ( $200-500 \mu m$ ). This was supported by the increasing correlation in time noticed between the  $200-500 \mu m$  and the  $> 1000 \mu m$  fraction, and is coherent with the hierarchy of mechanisms presented in Legout *et al.* (2005). An increase in kinetic energy therefore increased the  $> 1000 \mu m$  aggregates disruptions toward  $200-500 \mu m$  ones (Fig. 6.6c and 6.6d). The PSDs measured in this study for the silt loam (Fig. 6.7b) were comparable with those measured by Legout *et al.* (2005) using aggregate stability measurements Le Bissonnais (1996), with the same extent (i.e. from less than  $1 \mu m$  to more than  $1000 \mu m$ ) and mode locations (i.e. between 500

and 1000  $\mu\text{m}$  for the first mode and between 20 and 50  $\mu\text{m}$  for the second mode). For a clay

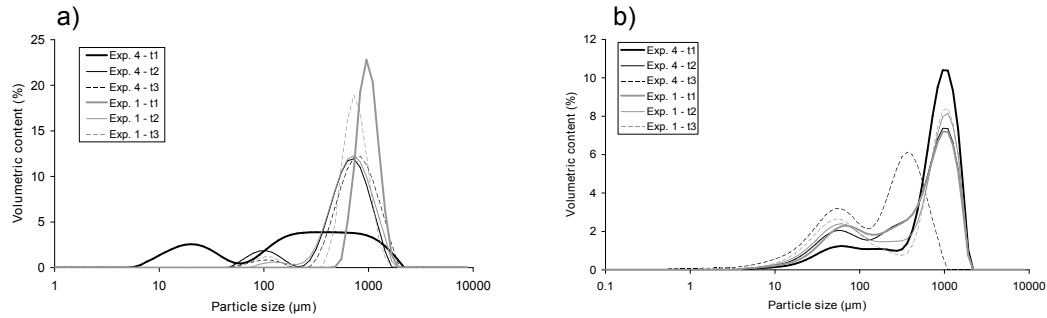


FIG. 6.7 – Typical particle size distributions measured using the Malvern laser sizer for a) the clay loam and b) the silt loam. For each subfigure, measurements from experiments conducted at highest (black lines) and lowest (grey lines) kinetic energy flux and during each time period (increasing time period from bold to dashed ones) are presented.

loam similar to the one presented in this study, Legout *et al.* (2005) found that slaking due to fast wetting shifted PSD toward fine particles to a lesser extent than for the silt loam. As particle size fractions variations due to  $KE$  were obviously observed since the first time period for this soils (fig. 6.5a), disruption due to wetting should have had small effects probably because of stronger aggregates clayey bounds within soil aggregates. However, aggregates were susceptible to desegregation due to mechanical breakdown during the first time period, which was clearly seen through the increase of the 0-50  $\mu\text{m}$  fraction with increasing  $KE$ , whilst the  $> 1000 \mu\text{m}$  fraction decreased. This was in agreement with the fact that variations of all  $< 200 \mu\text{m}$  particles were found to be rather dependent on  $KE$  rather than soil initial conditions. Very little proportions of fine particles were measured in the following time periods probably because the fine particles prone to desegregation from coarse ones were no longer available, or because of surface sealing. Conversely, the 0-50  $\mu\text{m}$  fraction appeared at lower  $KE$  only in the last time period because soil lost strength during the experiment, making micro aggregates more easily detachable from coarsest ones due to previously undergone rainfall.

Behind the fact that part of the energy of the raindrops is used to break down some particles, we should stress that the measured PSDs showed the transfer from coarse particles toward fine particles. Indeed, for the clay loam the main mode ranged from about 1200  $\mu\text{m}$  to 500  $\mu\text{m}$ , and the appearance of the fine fraction was seen through the appearance of a new mode, located between 10 and 50  $\mu\text{m}$  (Fig. 6.7a). Only 5% of the acquired distributions for the clay loam presented a bimodal distribution, 55% of these being measured during the experiment exhibiting the highest kinetic energy flux. The other distributions were unimodal. On the other hand, the silt loam exhibited 93% of bi-modal distributions, 23% being even tri-modal, the first mode being mainly (72% of the total measured distributions) distributed between 1200 and 1000  $\mu\text{m}$  (Fig. 6.7b). As this value was comparable to the one measured for the clay loam, it suggested that differences in measured PSDs could arise because of different generated aggregates size fractions, represented by different modes in PSDs. These fractions were dependent upon the considered soil, its initial conditions and applied rainfall energy.

The observed finest fraction created at high energy was coherent with the conceptual scheme



presented in Legout *et al.* (2005). They found an increase in  $<250 \mu\text{m}$  aggregates while the  $>250 \mu\text{m}$  aggregates fraction decreased with cumulated rainfall concluding to the existence of micro aggregates being progressively eroded from macro aggregates. This observation was in agreement with the hierarchy proposed by Oades et Waters (1991). Legout *et al.* (2005) assumed that they did not apply sufficient energy to breakdown  $<250 \mu\text{m}$  aggregates into smaller units. Our results suggest that the limit they used to define “micro aggregates” could be dependent upon the applied rainfall kinetic energy, higher energy lowering this limit.

### 6.5.3 Resulting considerations about actual erosion modelling at the plot scale

It was pointed out in section 6.4.2.1 that using different kinetic energies at a given intensity resulted in different detachment fluxes. This result underlined the need of direct kinetic energy measurements, as using the law proposed by Brandt (1989) would have resulted in the same predicted kinetic energy. However, experiment 3 and 4 had very small differences in rainfall intensity, but exhibited a relative difference in kinetic energy flux of about 21% (Tab. 6.2). Moreover, the calculated values using Brandt (1989)’s formula were one order of magnitude higher than the measured ones. The relationship used for detachment by rainfall such as the one proposed by Li (1979), used in Nord et Esteves (2005)’s physically based model, would have resulted in an erroneous splashed mass. The usefulness of the measurement of DSD, or at least of direct kinetic energy measurement, is therefore once again suggested by such measurements. Because at the plot ( $\sim 100 \text{ m}^2$ ) and even at the local ( $\sim 1 \text{ m}^2$ ) scale the detached and exported mass is dependent upon many different factors, it was tried to assess if one was dominant over the others. Overall, the splashed mass was found to be mainly controlled by the soil initial conditions. The  $KE$  variations were however found to be of large importance when applied on a soil that has already lost strength due to wetting. It implies that, depending on soils conditions and rainfall characteristics, attention should be paid to a good forcing description or to a good soil initial conditions monitoring. The effect of  $KE$  was in agreement with the findings of Fernández-Raga *et al.* (2010), whose study showed that rainfall kinetic energy displayed positive correlation with the detached mass. This study was however made at the plot scale, combining numerous others processes, such as detachment and transport by overland flow. These processes should contribute to the large scattering in their data. It however suggests that at the plot scale, improving the  $KE$  monitoring and the associated splash parameterisation should result in improved models result in terms of exported mass, as they were demonstrated to be correlated. In that way, the use of data filtering techniques such as the one using eq. (6.1) is believed to be helpful in order to accurately describe the forcing used in numerical models and to obtain reliable detached quantities by the splash process parameterization.

As the  $KE$  was moreover found to be the main factor affecting the  $0\text{-}50$  and  $50\text{-}200 \mu\text{m}$  for the clay loam, and the  $200\text{-}500 \mu\text{m}$  fraction for the silt loam when soil already undergone rainfall, improving kinetic energy monitoring is also believed to be of interest in order to parameterize the detached particle sizes for erosion modelling at the plot scale. It has to be stressed that such small particles will be the more likely to be exported over long distance within overland flow.

They are thus of importance regarding physical transport in runoff, and therefore contaminant and / or nutrient export, although this study focused on aggregated size. Whilst particles' size are usually included within numerical models only regarding processes related to overland flow (Morgan et Duzant, 2008; Wainwright *et al.*, 2008), results from the present laboratory study and field data from other studies suggested that size variations should be considered as soon as particles are splashed by raindrops. Whatever the considered soil detachability, transport capacity, or transportation mode, the particle size distributions measured at plot outlets can result, at least in part, from the way aggregates were detached from the soil by raindrops during a rainfall event.

Finally, the measured PSDs suggested that coarse aggregates detached by splash were prone to progressive breakdown. It was interpreted as macro aggregates being disaggregated to micro aggregates, the size of these micro aggregates being dependent upon the applied rainfall kinetic energy. Interestingly, this conceptualization of micro- and macro aggregates is also made by researchers working downstream, such as in estuaries (Gratiot et Manning, 2004). Indeed, they consider micro aggregates to be the building blocks of macro aggregates (Dupont et Lafite, 1985), these latter being highly sensible to the energy they received (Dyer, 1989). Combining present study's result and this conceptualization both provided an explanation in agreement with the scheme of Legout *et al.* (2005) for the observed results (Fig. 6.6) and suggested the coexistence of micro and macro aggregates from the point they are detached to their export downstream. Some modelling attempt made downstream based settling velocity parameterization on this conceptualization (Baugh et Manning, 2007), and it would be interesting to adapt this approach to particles size detached on hillslopes.

## 6.6 Conclusions

Although many studies already addressed splash erosion, this complex process is not yet fully understood. This may be linked to the fact that studies rarely take advantage of both existing soil and precipitation studies, focusing on a single part of this process. The aim of this study was to explore the influence of different kinetic energy fluxes applied to two different soils on the generated mass and particle size distributions. It was done in order to understand, regarding splash erosion, how important rainfall and soils characteristics are when interested both in detached mass and in PSDs. It made use of a device and a methodology mostly used for DSD studies, but believed to be of interest for erosion as recently proved in literature. The presented results were in agreement with other studies in term of detached mass. It was shown that kinetic energy displayed a good correlation with the total detached mass. The soils initial conditions (i.e. surface state and moisture) were found to be more responsible of the splashed mass variations than the rainfall kinetic energy. Conversely, the kinetic energy variations were found to have large influence on the generated PSDs. The two soils behaviours were contrasted in terms of detached mass, but also of PSDs as already suggested by literature. PSDs were moreover found to be variable, with indirect evidences (i.e. different modes in distributions) of micro- and macro- aggregates for the two soils, the limit depending on the applied kinetic energy and, to a minor extent, to the soils initial conditions. Based on several other studies, both effects

are assumed to arise from the cohesive nature of the particles. This result seems in agreement with the actual conceptualization of aggregates structure, and in that way also seemed to bring some new information regarding the main factors affecting detached mass and size of splashed cohesive particles. It also highlighted the influence of rainfall kinetic energy on splashed particle size.

As the simulated rainfall proved to be close to the ones measured during natural rainfall events, these results are believed to be close to the ones that may be measured during field measurements. Further experimental studies confirming or infirming these results for other cohesive soils and / or soils conditions (surface state, moisture, vegetation...) should therefore be done before this kind of results can be used in numerical models. It was however demonstrated that current erosion modelling approach, assuming size selectivity to occur only during particles transport, should be questioned.

## Synthèse de l'étude et nouvelles questions associées

Dans ce chapitre, l'existence d'un lien entre caractéristiques de la pluie et granulométrie des particules mises en mouvement par la pluie a été explorée. L'augmentation de l'énergie cinétique de la pluie a tendance à générer des particules plus fines. Ce mécanisme peut être important à considérer lors d'événements naturels. Les événements pluvieux qui vont délivrer le plus d'énergie cinétique sont potentiellement ceux impliquant les plus forts volumes d'eau, et qui auront également tendance à provoquer un ruissellement important. Or d'après le mécanisme pointé au cours de ce chapitre, ces événements seront capables de générer des particules plus fines, qui pourront plus aisément atteindre l'exutoire des parcelles et des bassins versants. Ce mécanisme pourrait donc faciliter d'autant plus les fortes concentrations en matières en suspension dans les réseaux hydrographiques. Dans le cadre de ce travail de thèse, plusieurs autres points sont à souligner :

- Le “clay loam” utilisé au cours de ces expériences est un sol qui a été prélevé au sein du bassin versant du Galabre (chapitre 4). Des agrégats très grossiers (de taille supérieure à  $1000\ \mu m$ ) sont mis en mouvement par la pluie, mais n'ont pas été mesurés dans le cours d'eau au cours d'événements de crue.
- Le mécanisme de désagrégation présenté au cours de ce chapitre semble dans un premier temps aller dans le sens inverse de ce qui a été observé dans la partie consacrée aux mesures en sortie de bassin versant. A une plus forte énergie devrait également correspondre un plus fort débit, donc des granulométries plus fines. Or à l'exutoire du bassin versant même le premier décile, représentatif des particules les plus fines, avait tendance à augmenter avec le débit. Cependant, nous avons interprété la diminution des tailles d'agrégats à plus forte énergie par une désagrégation des agrégats grossiers. Ce résultat est cohérent avec le fait que les particules mesurées à plus fort débit à l'exutoire du bassin versant sont plus désagrégées que celles mesurées à plus faible débit.
- Les résultats obtenus dans le chapitre 5 montraient que la lithologie n'avait pas un effet de premier ordre sur la taille des particules mesurées dans l'écoulement. Or, le chapitre expérimental présenté ici montre (en accord avec les études présentées dans la revue bi-

bliographique de ce manuscrit) que lors du détachement et de la mise en mouvement par la pluie, la granulométrie générée est fortement dépendante du sol.

- Les variations dans les conditions initiales des sols sont majoritairement responsables des variations dans la masse détachée. En revanche, les variations d'énergie cinétique contrôlent majoritairement les variations de granulométrie. Ce point sera particulièrement important à retenir lors de l'analyse en conditions naturelles que nous mènerons au cours du chapitre 7.

Il est intéressant de noter que, comme évoqué lors des deux chapitres précédents, les particules grossières mises en mouvement sont effectivement des agrégats. Les différences de taille mesurées entre agrégats mis en mouvement par la pluie et l'exutoire du bassin versant montrent qu'une forte fraction des particules grossières n'est pas mesurée à l'exutoire du bassin versant. Une des pistes pour expliquer ce fait serait qu'une sélectivité s'opère dans la lame d'eau ruisselante ou dans la connexion entre versant et rivière. Cette limitation par le transport, également évoquée au cours du chapitre 5 pour un écoulement plus représentatif de processus de rivière en terme d'épaisseur de colonne d'eau, sera abordée au cours des chapitres 7 et 8.



## **Chapitre 7**

**Analyse de la sélectivité  
granulométrique à l'échelle du  
versant**

## Avant-propos

Dans le cheminement de cette thèse, nous avons décidé de nous intéresser au transport de particules sur versant pour combler le manque existant entre l'échelle du processus de détachement élémentaire par la pluie et celle du bassin versant. Nous avons en effet vu que des particules très fines (le diamètre médian maximal était de  $40\text{ }\mu\text{m}$ ) étaient mesurées à l'exutoire d'un bassin versant de tête au cours du chapitre 4. La même constatation concernant les particules fines a été faite lors des expériences de canal menées au cours du chapitre 5. En revanche, nous avons vu dans le chapitre 6, via des expériences de simulation de pluie en laboratoire, que des particules très grossières étaient mises en mouvement par impact des gouttes de pluie. Quelles que soient les échelles considérées, les particules sont agrégées.

D'autre part, nous avons montré au cours du chapitre 6 que l'énergie cinétique de la pluie était une variable qui décrivait convenablement la masse de particules mise en mouvement par la pluie. Il a de plus été montré que les variations du flux d'énergie cinétique de la pluie faisaient varier la granulométrie des agrégats mis en mouvement. Ce mécanisme a été interprété comme la désagrégation des particules les plus grossières en particules plus fines.

Les expériences de terrain mises en œuvre dans le cadre de ce chapitre avaient pour objectif de vérifier, en conditions naturelles, la pertinence des observations faites en laboratoire. Retrouver sur le terrain un comportement observé en laboratoire implique que ce processus soit du même ordre de grandeur, voire domine les multiples autres facteurs potentiellement responsables des changements de taille de particules à la fois à une échelle supérieure mais aussi en conditions naturelles. Autrement dit nous tenterons de voir dans quelle mesure les effets de l'énergie cinétique de la pluie sont sensibles en terme de masse totale mais surtout sa potentielle influence sur la granulométrie des particules mesurée à l'exutoire d'un versant. En résumé, nous nous proposons dans ce chapitre :

- d'examiner, en conditions naturelles à l'échelle du versant, si un lien entre énergie de la pluie et export de particules est encore perceptible ou si ce lien n'est pas perceptible à cette échelle,
- de caractériser les agrégats transportés à l'exutoire d'un versant ainsi que la sélectivité granulométrique associée au transport par le ruissellement,
- d'analyser à une échelle supérieure à celle du processus le lien entre énergie de la pluie et taille de particules observé au chapitre 6.

Nous porterons un intérêt particulier à l'état d'agrégation des particules transportées à cette échelle. Nous tenterons finalement d'estimer si les fractions les plus grossières mesurées lors des expériences de simulation de pluie ne sont pas mesurées à l'échelle du bassin versant parce qu'elles sont retenues sur la parcelle au cours du ruissellement. Ce dernier point sera évalué via l'analyse des tailles mesurées en sortie de versant.

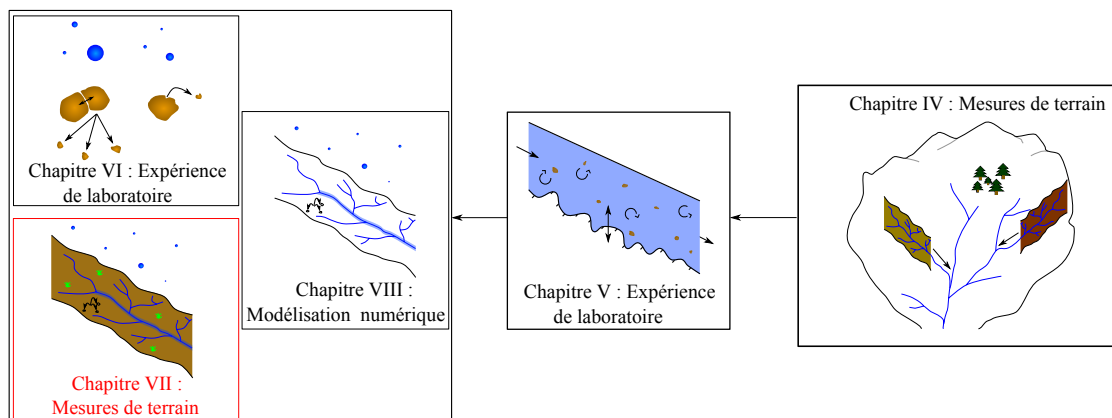


FIG. 7.1 – Avancement de la thèse. Chapitre 7 : Analyse de l'érosion et de la sélectivité granulométrique à l'échelle du versant.

## 7.1 Matériel et méthodes

### 7.1.1 Présentation du site

Le site d'étude se situe en Ardèche, proche de la vallée du Rhône, en contrebas du village de Mirabel (Fig. 7.2). Ce village est le point haut du bassin versant incluant les versants étudiés, et se situe à la limite du plateau des Coirons. Le bassin versant est celui du Gazel, petit bassin de

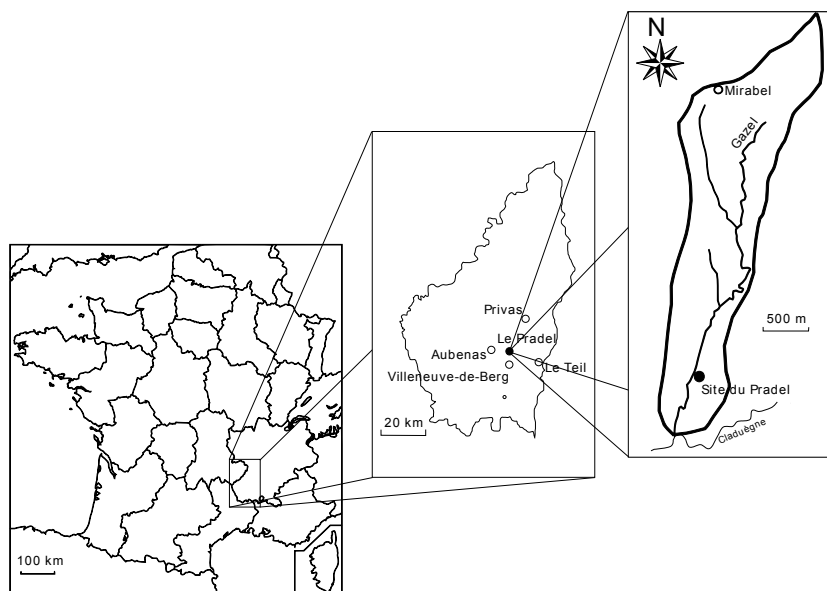


FIG. 7.2 – Localisation du site d'étude et de son bassin versant. D'après Nicolas (2010).

tête d'une superficie de  $4 \text{ km}^2$  à sa confluence avec la Claduègne. Au sein de ce bassin versant, le site du Pradel est un site qui a été choisi pour être instrumenté dans le cadre de l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais (Boudevillain *et al.*, 2011). De ce fait, il a fait l'objet de plusieurs études et instrumentations dédiées à la compréhension de la genèse du ruissellement



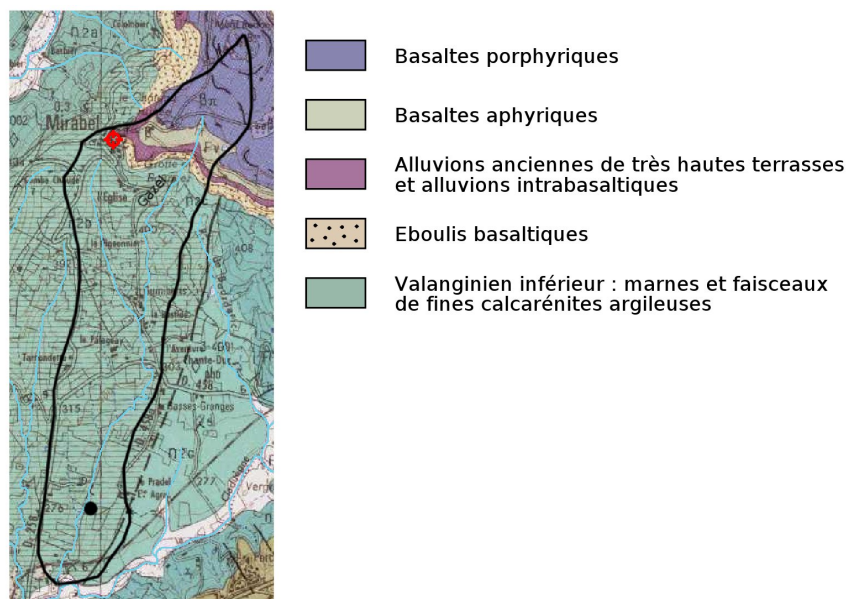


FIG. 7.3 – Carte géologique du bassin versant du Gazel. D'après Elmi *et al.* (1996), cité par Nicolas (2010).

en réponse aux conditions hydrométéorologiques propices à la formation de crues éclairs. Ainsi, Nicolas (2010) a présenté une thèse portant sur l'étude du ruissellement sur le même versant qui sera analysé au cours du présent chapitre.

Du fait de la présence du plateau des Coirons, le bassin versant présente une proportion non-négligeable de terrains basaltiques. Néanmoins, ce bassin versant est majoritairement occupé par des terrains sédimentaires (Fig. 7.3). Le versant instrumenté est utilisé comme vignoble par le site du Pradel. Cette culture couvre environ 50% du bassin versant du Gazel (Nicolas, 2010), ce qui montre la représentativité du versant par rapport au reste du bassin versant.

Dans le cadre de ce travail, deux parcelles ont été équipées sur le site du Pradel. Elles correspondent à deux inters-rangs de vigne, mesurant chacun 60 mètres de long et de 2.2 mètres de large. Ces parcelles couvrent la quasi-totalité du versant, de l'amont à la rivière située en contre-bas, à environ cinq mètres près. Par la suite, nous utiliserons donc le terme de « versant » pour désigner une parcelle. Seuls deux inter-rangs (environ cinq mètres) séparent les deux parcelles qui sont étudiées. Ces deux parcelles ont été instrumentées dans l'idée de duplicats. La dénivelée entre point haut et point bas (au niveau du système de prélèvement des échantillons) des parcelles est de 6.2 mètres, soit une pente moyenne de 10%. La texture des sols est argileuse avec une charge en cailloux moyennement à très élevée. Ses caractéristiques texturales précises sont données par Le Bissonnais *et al.* (2007), et sont également présentées dans l'article correspondant au chapitre 5 de cette thèse (le sol correspondant est celui dénommé « clay soil »). L'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique à saturation du sol est de  $10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  (Nicolas, 2010). Aucun traitement chimique n'a été appliqué sur la parcelle pour la désherber, mais des tontes ont été pratiquées pour limiter le développement de la végétation. Elles n'ont cependant pas été effectuées régulièrement. C'est un point qu'il conviendra de garder en tête dans l'analyse des résultats.

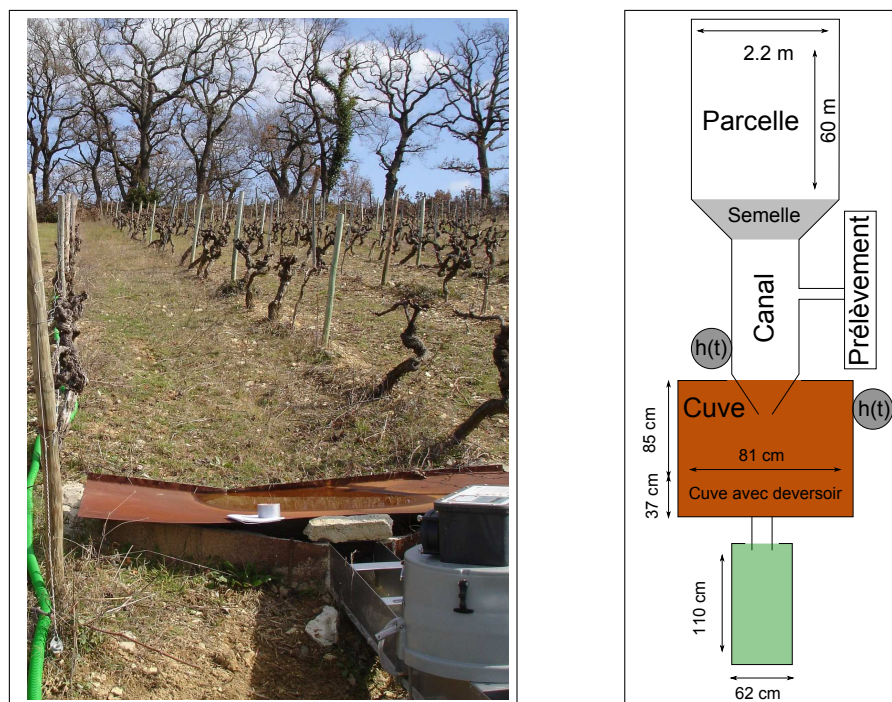


FIG. 7.4 – Photo et vue schématique de la parcelle et du système de collection de particules. Les deux thalimèdes mesurant la hauteur d’eau dans le canal ainsi que dans la cuve dans laquelle se déverse le canal sont schématisés par le symbole  $h(t)$  car ils fournissent des chroniques temporelles de hauteur d’eau.

En bas de chacune des parcelles, un canal jaugeur de type HS Flume (Grant et Dawson, 1995) a été installé. La connexion entre parcelle et canal est assurée par une semelle en béton, installée afin de faire converger le ruissellement et les particules vers le canal. La pente des canaux a été relevée régulièrement lors des missions de terrain et vaut 9 ‰. Cette légère pente a été utilisée pour limiter le dépôt et l’accumulation des particules dans le canal. Un échantillonneur ISCO a été installé pour collecter l’eau et les particules dans le canal. Sa prise d’eau se situe à la limite basse du canal. Pour mesurer le niveau d’eau, des limnimètres automatiques OTT Thalimèdes ont été utilisés. Deux thalimèdes ont été installés ; un avant le déversoir du canal et un dans la cuve dans laquelle le canal se déverse (Fig. 7.4). Ce dernier a principalement servi de contrôle pour estimer s’il était nécessaire de se rendre sur le terrain pour récupérer les échantillons, ainsi qu’à construire la courbe de tarage du canal. Elle a été établie en apportant des débits d’eau contrôlés à l’entrée du canal. Les niveaux d’eau dans le canal et dans la cuve étaient mesurés par les thalimèdes. Connaissant les dimensions de la cuve, le débit correspondant à chaque hauteur d’eau dans le canal a été calculé. Pour calculer les petits débits (typiquement pour moins de cinq millimètres d’eau dans le canal), nous nous sommes servis de mesures avec une éprouvette en sortie de canal.

Les thalimèdes et l’échantillonneur ISCO sont reliés à une centrale Campbell Scientific CR1000. L’ensemble est alimenté sur batteries rechargées par panneaux solaires. Les données sont télétransmises quotidiennement au laboratoire par connexion GSM. Un enregistrement de la hauteur d’eau est fait toutes les minutes. Les prélèvements ont été effectués sur la base de la hauteur d’eau mesurée dans le canal.

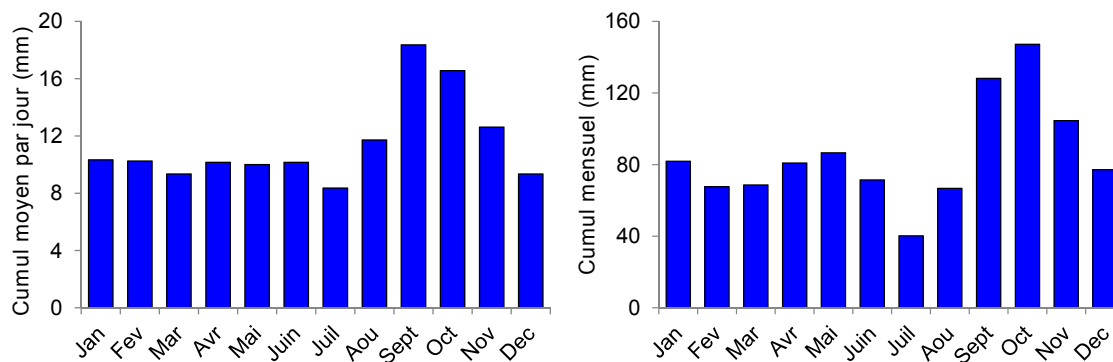


FIG. 7.5 – Cumul moyen par jour de pluie (à gauche) et cumul mensuel moyen (à droite).

Lorsque des échantillons ont été prélevés, ils ont été ramenés au laboratoire. Les éléments organiques tels des feuilles, brins d'herbes... ont été enlevés de l'échantillon par tamisage à deux millimètres et inspection visuelle. Le volume d'eau prélevé a été mesuré, puis les échantillons ont été mesurés au granulomètre laser. Tous les échantillons analysés qui ont dû être divisés pour être mesurés au granulomètre laser ont été intégralement mesurés et recomposés selon la méthode décrite dans le chapitre 3 de ce travail de thèse. Comme au cours des chapitres 4 et 5 de cette thèse, la taille « effective » ainsi que la dynamique de désagrégation des échantillons a été enregistrée. Après la mesure des échantillons au granulomètre, ils ont été récupérés, séchés pendant 48 heures à 105° et pesés. L'instrumentation mise en place a donc permis de mesurer l'intensité de la pluie, son énergie cinétique, ainsi que le débit ruisselant, la concentration et la granulométrie en sortie de versant, pour deux parcelles.

### 7.1.2 Mesure des précipitations

Un pluviomètre Météo France est installé sur le site du Pradel depuis 1958. Nicolas (2010) a ainsi utilisé la série temporelle des précipitations sur la période allant de 1958 à 2000 pour établir le régime de pluie sur le site (Fig. 7.5). La région Cévennes-Vivarais est sous l'influence d'un climat méditerranéen. Les pluies les plus importantes sont observées à l'automne. En moyenne sur la période observée, 37% des précipitations tombent entre septembre et novembre. Les événements intenses jouent un rôle prépondérant dans la distribution temporelle des pluies : en moyenne, 34% des jours pluvieux ont un cumul de pluie supérieur à 10 mm et fournissent 80% du cumul annuel. Cette dynamique est principalement contrôlée par la rencontre, à l'automne, des masses d'air chaudes chargées d'humidité venant de la Méditerranée et les arrivées d'air froid depuis le Nord, qui génèrent ainsi un front propice aux événements intenses. Ce phénomène de fronts est renforcé par l'effet orographique dû à la présence du Massif Central.

Dans le cadre de ce travail, deux appareils distincts ont été utilisés pour caractériser les précipitations. L'intensité de la pluie a été mesurée avec un pluviomètre à augets Précis Mécanique 303X, de résolution 0.2 mm disposant d'un cône d'interception de 1000 cm<sup>2</sup>. Il a été installé dans le but de disposer d'une bonne synchronisation entre le hyétogramme et l'hydrogramme, le

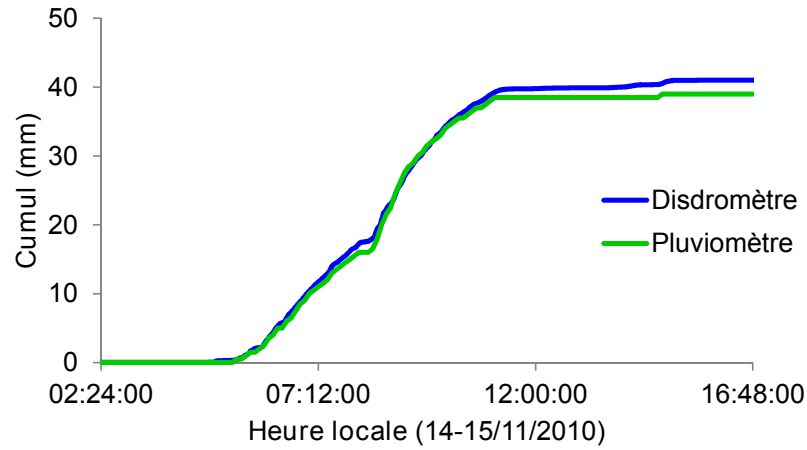


FIG. 7.6 – Comparaison entre mesures du disdromètre et du pluviomètre pour un évènement pluvieux.

pluviomètre Météo France étant situé plus loin du versant. A côté du pluviomètre, la distribution en taille des gouttes des précipitations a été mesurée avec un spectropluviomètre optique OTT Parsivel (Löffler-Mang et Joss, 1999). S'appuyant sur les travaux de Jaffrain et Berne (2010) et Yu *et al.* (2012), un filtrage des gouttes selon la vitesse théorique de chute des gouttes a été appliqué aux données, de la même manière que décrit dans le chapitre 6. De plus, seules les gouttes de diamètre supérieur à 0.5 mm et inférieur à 5 mm ont été retenues. Ainsi, les objets de taille aberrante pour une goutte de pluie (tels les insectes, la grêle par exemple) sont exclus de l'analyse. Yu *et al.* (2012) ont montré l'intérêt de ce pré-traitement des données pour le suivi des précipitations en conditions naturelles. Le disdromètre mesure alors des quantités de pluie comparables à celles mesurées par le pluviomètre (Fig. 7.6). La correspondance est bonne à la fois en dynamique temporelle et en quantité de pluie. La différence de cumul de pluie est par exemple dans le cas de l'évènement du 15 novembre de 2 millimètres de pluie sur 41 millimètres précipités (soit une erreur de 5%). Ces instruments de suivi des caractéristiques de la pluie sont disposés à une cinquantaine de mètres des parcelles. On les supposera donc représentatifs des conditions météorologiques appliquées aux parcelles pendant les évènements pluvieux.

### 7.1.3 Traitement des données

De la même manière que présentée dans le chapitre 6, l'énergie cinétique a été calculée comme la somme des tailles et vitesses des gouttes. Nous ne rappelons donc ici que les deux équations fondamentales de ce calcul. Ainsi, on définit le flux en nombre de gouttes par classe de taille  $X(D_i)$  :

$$X(D_i) = \frac{n(D_i)}{S_{\text{eff}} \times \Delta t} \quad (7.1)$$

où  $n(D_i)$  est le nombre de gouttes de diamètre  $D$  dans la classe de diamètre  $i$ ,  $\Delta t$  est la période de mesure (60 secondes) et  $S_{\text{eff}}$  est la surface effective d'échantillonnage du disdromètre. On peut

calculer à l'aide de l'équation (7.1) le flux d'énergie cinétique de la pluie  $KE$  ( $J.m^{-2}.s^{-1}$ ) :

$$KE = 2,6.10^{-7} \sum_{i=1}^{32} X(D_i) D_i^3 v_i^2(D_i) \quad (7.2)$$

Le coefficient de ruissellement a été calculé comme la somme du volume ruisselé divisé par la somme du volume précipité.

Concernant les données des canaux, nous ne disposons pas de mesures en continu de la concentration mais seulement des prélèvements ponctuels obtenus au cours de l'évènement pluvieux par les prélèvements automatiques. Pour calculer des masses transportées à l'évènement, nous avons donc étendu la première mesure de concentration au début du ruissellement, et la dernière mesure à la fin du ruissellement. Une interpolation linéaire a été effectuée au sein de l'évènement pluvieux entre chaque point de concentration. La masse à un pas de temps donné a été calculée comme le produit de la concentration et du débit, pondéré par le pas de temps.

## 7.2 Résultats et discussion

### 7.2.1 Présentation des évènements ruisselants et dynamique de la concentration

Au total, 23 évènements ruisselants ont été mesurés entre le 1 Décembre 2009 et la fin de ce travail de thèse. Cependant, seuls sept ont présentés des niveaux d'eau suffisants pour permettre des prélèvements par les échantillonneurs ISCO. Enfin, sur ces sept évènements, seuls quatre ont été assez intenses pour permettre plus de quatre prélèvements disposant de suffisamment de particules pour faire des mesures au granulomètre laser. Ce sont sur ces quatre évènements que va se concentrer l'analyse qui va suivre. Ils ont été principalement (trois évènements sur quatre) collectés à l'automne 2010. Les hydrogrammes et hyétogrammes obtenus pour les deux canaux sont présentés en figure 7.7. Les caractéristiques principales de ces évènements sont présentées dans le tableau 7.1. On distingue parmi ces évènements deux gammes de débit ruisselants distincts : celui du 15 et 20 novembre 2010, dont les débits de pointe ont été assez faibles (débit ruisselant maximum de  $0.4 \text{ l.s}^{-1}$ ), et ceux du 07 septembre 2010 et 04 novembre 2011, dont les débits de pointe ont été beaucoup plus importants. L'évènement du 04 novembre 2011 se distingue des autres de par sa longueur. Il s'agit en fait d'un évènement complexe, qui a généré plusieurs pics de ruissellement. L'analyse de l'évènement se concentre sur la partie présentée dans la figure 7.7, au cours de laquelle la grande majorité des particules (17 échantillons sur un total de 20 ont pu y être analysés en taille) ont été prélevées. Il a duré 240 minutes. L'évènement du 7 septembre 2010 présente un volume précipité et une énergie cumulée élevés au début du ruissellement car il s'agit d'un évènement long, qui a débuté le 6 septembre à environ 11H15. Les coefficients de ruissellement varient de 12 à 43 %, en accord avec les mesures effectuées par Seghar (2007). On notera que deux évènements se sont produits à des intervalles très rapprochés : 15 et 20 novembre 2010. En conséquence, et étant donné la texture argileuse du sol, avec une forte capacité de rétention de l'eau, l'évènement du 20 novembre s'est produit sur un sol moins

Date de l'évènement ruisselant	07/09/2011		15/11/2011		20/11/2011		04/11/2011	
Canal	1	2	1	2	1	2	1	2
Durée (min)	140	156	270	230	540	510	4280	4280
$C_{\max}$ (g.l <sup>-1</sup> )	1.0	1.2	9.1	0.7	1.0	0.8	0.8	1.3
$Q_{\max}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	1.19	1.12	0.11	0.19	0.40	0.32	0.64	0.98
$d_{\min}$ (μm)	24.1	31.0	10.1	10.1	10.2	9.8	9.9	19.5
$d_{\max}$ (μm)	869	825	27.3	660	1153	1193	69.4	189
Nb.Echantillon	8	7	9	8	5	6	6	9
CR (%)	12.2	13.3	13.5	17.6	43.3	42.4	22.8	35.3

Tab. 7.1 – Récapitulatif des principales caractéristiques des évènements mesurés sur les parcelles du Pradel, pour les deux canaux. La durée indiquée est celle du ruissellement. « Nb. Echantillon » est le nombre d'échantillons collectés au cours de l'évènement, « CR » est le coefficient de ruissellement.

éloigné de la saturation que pour les deux autres évènements. Les parcelles ont réagi rapidement à l'intensité de la pluie. C'est pourquoi il présente un coefficient de ruissellement si élevé.

Un comportement similaire entre les deux parcelles conçues pour être des répliquats a été mesuré (Fig. 7.7). Cependant, des différences dans la dynamique temporelle et dans les intensités du ruissellement sont inévitables entre deux parcelles, et à plus forte raison dans les mesures d'érosion. Ces différences sont notamment dues à des différences dans le micro relief, dans l'hétérogénéité de la surface du sol et de la couverture végétale. Dans la suite de l'analyse nous ne présenterons que les résultats issus d'une seule des deux parcelles, à savoir la parcelle de droite. Les évènements échantillonnés montrent des dynamiques temporelles variées. Ainsi, pour l'évènement du 07 septembre (Fig. 7.8(a)), la concentration montre des concentrations allant de moins de 0.1 g.l<sup>-1</sup> à 1.3 g.l<sup>-1</sup>. Pour l'évènement du 04 novembre (Fig. 7.8(b)), elle chute de 1.3 à 0.2 g.l<sup>-1</sup>. Une augmentation de la concentration jusqu'à 0.6 g.l<sup>-1</sup> est néanmoins notée lorsque le débit ruisselant atteint 0.6 l.s<sup>-1</sup>. Elle diminue ensuite en même temps que le débit. Un influx de particules a été provoqué par ce débit ruisselant important, qui peut être attribué soit à une plus forte capacité de transport, soit à l'enclenchement d'érosion par le ruissellement.

L'évènement du 15 novembre (Fig. 7.8(c)) présente des concentrations en particules relativement constantes dans le temps, centrées sur 0.5 g.l<sup>-1</sup>. A l'exception d'un point à 0.8 g.l<sup>-1</sup>, une concentration relativement constante est également observée au cours de l'évènement du 20 novembre (Fig. 7.8(d)). Le pic du débit ruisselant est en moyenne sur les deux canaux 4.8 fois plus important au cours de l'évènement du 20 novembre. Or les masses transportées à l'exutoire sont en moyenne 2.5 fois plus importantes dans le cas de l'évènement du 15 novembre que du 20 novembre. Ceci s'explique notamment par 4 prélèvements sur les neufs effectués dans un des deux canaux dont les concentrations sont égales ou supérieures à 3 g.l<sup>-1</sup>, avec un prélèvement au pic de débit ruisselant qui atteint 9.1 g.l<sup>-1</sup>. On peut poser au moins deux hypothèses pour expliquer ces différences. Elles reflètent soit des différences dans la dynamique de l'évènement pluvieux avant que le ruissellement ne s'enclenche et pendant l'évènement pluvieux, soit des différences dans les conditions initiales (disponibilité des matériaux sur la parcelle, humidité et cohésion du sol). Une distinction nette due au forçage comme à l'état initial du sol ou du stock de matériaux

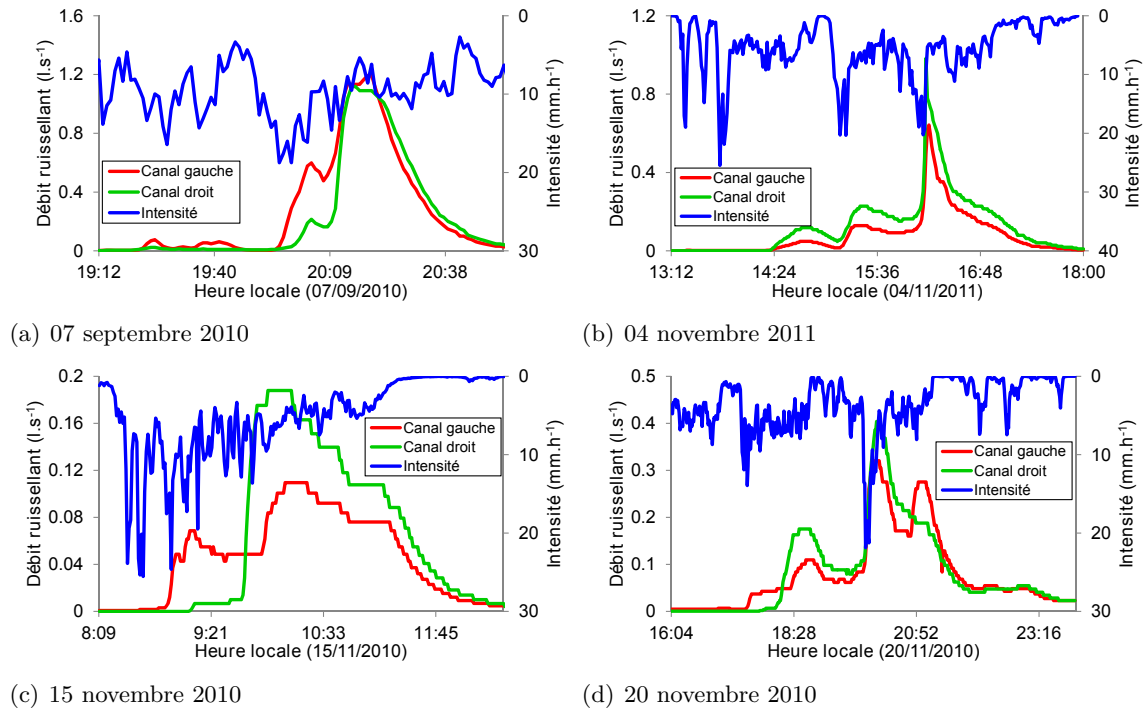


FIG. 7.7 – Débit ruissellant et intensité de pluie pour les évènements échantillonnés.

ne peut cependant être faite dans le cadre de ces mesures de terrain qui intègrent ces deux effets. Nous allons cependant essayer d'apporter des indices tendant à détecter l'importance de la pluie sur les quantités de particules transférées à l'exutoire du versant.

Nous avons ainsi essayé de déterminer si l'érosion est limitée par le détachement ou par le transport. En ce sens Pieri *et al.* (2009) proposent de se baser sur la méthodologie indirecte proposée par Van Asch (1983) et Martinez-Mena *et al.* (1999). Elle consiste à analyser la relation entre le volume d'eau ruisselé  $q_w$  et la masse de particules transportées à l'exutoire de la parcelle  $q_s$ . Un ajustement en loi de puissance  $q_s = a \times q_w^b$  est effectué. Si le paramètre  $b$  est inférieur à un, la masse de particules transportées à l'exutoire augmente moins vite que le volume d'eau ruisselé. Ce cas est interprété comme le cas où les masses transportées sont limitées par le détachement. Inversement, si  $b$  est proche de 1, la relation devient linéaire ; la quantité de particules transférée à l'exutoire du versant est proportionnelle au volume ruisselé, ce cas est interprété comme celui où les masses exportées sont limitées par le transport. Dans le cas des quatre évènements analysés, les exposants vont de 1 pour l'évènement du 04 novembre à 1.5 pour l'évènement du 15 novembre. Cependant, ce comportement est très dépendant de l'effet de stock disponible précédemment évoqué. En ne prenant pas en compte le premier point de chacun des évènements, qui contraint fortement les relations, l'exposant de la relation entre masse de particules exportées et volume d'eau ruisselé est de 0.6 et 1, respectivement pour les évènements du 15 novembre et du 7 septembre. Les deux autres ont un exposant de 0.8 et 0.9. Les évènements analysés seraient donc plutôt limités par le détachement.

Le détachement peut cependant être initialisé à la fois par impact des gouttes de pluie ou par ruissellement. Etre capable de faire la distinction entre les deux n'a pas été possible dans le cadre



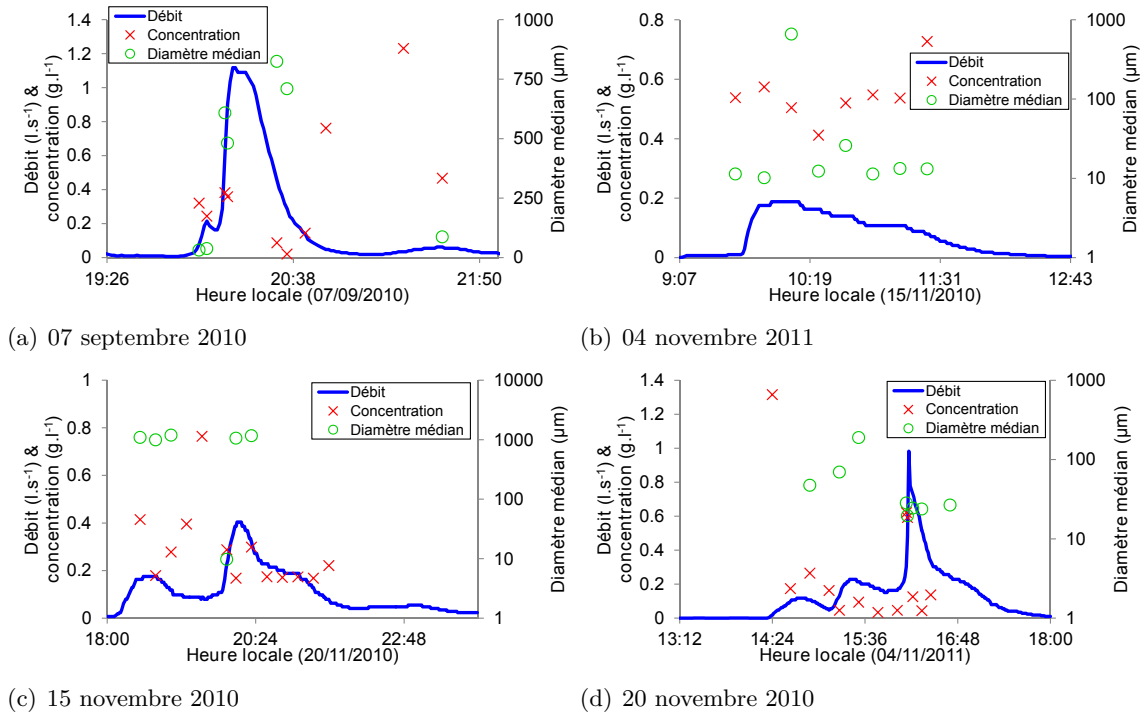


FIG. 7.8 – Débit ruisselant, concentration et diamètre médian pour les quatre évènements analysés.

de cet étude. Des observations qualitatives ont néanmoins été menées sur le terrain. Il n'a été observé que peu de figures d'érosion par ruissellement. Une figure a principalement été observée. Elle s'est développée sur le bas de la parcelle sur une dizaine de mètres de longueur et de manière assez superficielle (la profondeur d'érosion n'excède pas un ou deux centimètres). Cette partie du versant était moins enherbée que le reste de la parcelle. En conséquence, le ruissellement pouvait se développer pleinement et les masses de particules être transportées plus aisément. En effet, l'effet de la végétation sur le transfert de particules est important, comme montré par Gumiere (2009). Le fait que le détachement par ruissellement n'ait été observé que sur une faible portion du versant et sur une faible profondeur tendrait à dire que le détachement serait plutôt induit par la pluie.

Pour tenter d'avancer sur cette réflexion issue d'une observation qualitative, le lien entre masse de sol mesurée à l'exutoire des deux parcelles et énergie cinétique de la pluie a été analysé. Pour les quatre évènements observés, les gammes de variations de l'énergie cinétique sont semblables. Il paraît ainsi difficile de distinguer très nettement des effets de l'énergie cinétique de la pluie. Néanmoins, la masse cumulée transférée à la sortie du versant et l'énergie cinétique de la pluie (Fig. 7.9) sont bien corrélées. On notera cependant que, comme déjà évoqué dans ce mémoire, l'énergie cinétique de la pluie n'est pas indépendante de son intensité, et que de plus fortes énergies peuvent correspondre à de plus fortes intensités, donc de plus forts ruissellements. Cependant, une autre information nous est fournie par la régression des différents jeux de données de la figure 7.9. La régression  $\text{Masse cumulée} = a \times \text{Energie cumulée}^b$  présente des exposants très variables. Ils sont de 1.0, 2.1, 0.6 et 1.0, respectivement pour les évènements du 7 septembre, 15 novembre, 20 novembre et 4 novembre. Les coefficients de détermination sont compris entre



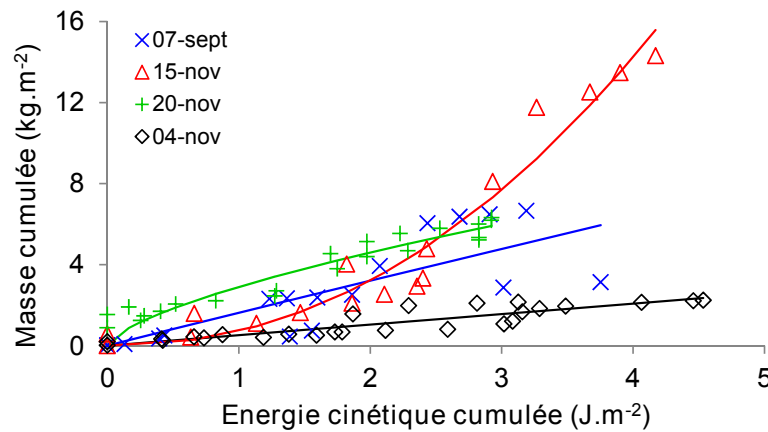


FIG. 7.9 – Relation entre énergie cinétique cumulée et masse détachée cumulée mesurée à l'exutoire des parcelles. Chaque série correspond à un évènement pluvieux, au sein duquel les données des deux canaux sont regroupées.

0.8 et 0.9. Les régressions sont systématiquement significatives, comme signifié par le calcul des p-values, inférieures à  $10^{-5}$ .

La variabilité de ces coefficients souligne l'importance des autres facteurs susceptibles d'influencer les masses en sortie de versant, telles la capacité de transport ou les conditions initiales par exemple. Lorsque tous les évènements sont regroupés en un seul jeu de données, le paramètre  $b$  vaut 0.8, même exposant que celui qui avait été calculé pour le « clay loam » du chapitre 6. Toutefois, la dispersion dans la relation entre énergie cumulée et masse cumulée est importante lorsque tous les jeux de données sont regroupés. Ces régressions sembleraient indiquer la pertinence de l'utilisation de l'énergie cinétique pour caractériser les masses détachées et transportées à l'échelle de ces parcelles. Cependant, les multiples facteurs responsables des masses transportées à l'exutoire du versant, tant les conditions initiales que les conditions pendant les évènements pluvieux, tendent à rendre cette relation très spécifique à chaque évènement. On note de plus que les évènements du 7 septembre et du 15 novembre dont l'exposant est 1.0, correspondent à ceux dont le coefficient de ruissellement est faible (Tab. 7.1). Il semble donc difficile de faire la part des choses entre mise en mouvement par la pluie et par le ruissellement dans le cadre de cette étude.

Néanmoins, la bonne corrélation entre énergie cinétique et masse transférée à l'exutoire du versant est en accord avec les observations de terrain menées par Fernández-Raga *et al.* (2010). Ils trouvaient dans leur étude que les masses détachées, et non transférées à l'exutoire comme c'est le cas dans notre étude, présentaient une relation avec l'énergie cinétique de la pluie. Ce résultat tendrait à confirmer l'intérêt de la mesure continue de la distribution en taille des gouttes, et encourage à approfondir si l'analyse des résultats obtenus en laboratoire au cours du chapitre 6 peut être étendue à ces mesures de terrain.

Ainsi, lors des expériences de simulations de pluie menées au cours du chapitre 6 nous avons observé que l'énergie cinétique de la pluie influence également la granulométrie des particules mises en mouvement par effet splash. Nous avons interprété ces variations de granulométrie globalement plus fines à une plus forte énergie cinétique de la pluie par action désagrégeante de

l'énergie de la pluie. Il nous est donc paru intéressant d'analyser si les différences de granulométrie mesurées à l'exutoire du versant pouvaient être reliées aux variations d'énergie cinétique de la pluie. Nous allons donc maintenant nous intéresser aux tailles des particules mesurées à l'exutoire de la parcelle.

## 7.2.2 Analyse des caractéristiques des particules

### 7.2.2.1 Populations de particules mesurées

Les diamètres médians effectifs des particules mises en mouvement et transportées à l'exutoire de la parcelle sont compris entre  $10\ \mu\text{m}$  et  $1200\ \mu\text{m}$  (Tab. 7.1). Au vu de la distribution en taille dispersée (fournie dans le tableau 5.1 sous l'appellation « clay soil »), des agrégats sont donc transportés sur la parcelle. Aucune relation significative n'a été trouvée entre taille de particules, énergie de la pluie et débit ruisselant. Cependant, nous avons pu distinguer plusieurs populations de particules au sein des échantillons analysés, en utilisant la dynamique de désagrégation obtenue grâce aux multiples mesures effectuées au granulomètre laser (Fig. 7.10). Contrairement aux chapitres 4 et 5 de cette thèse où l'utilisation d'un degré d'agrégation à

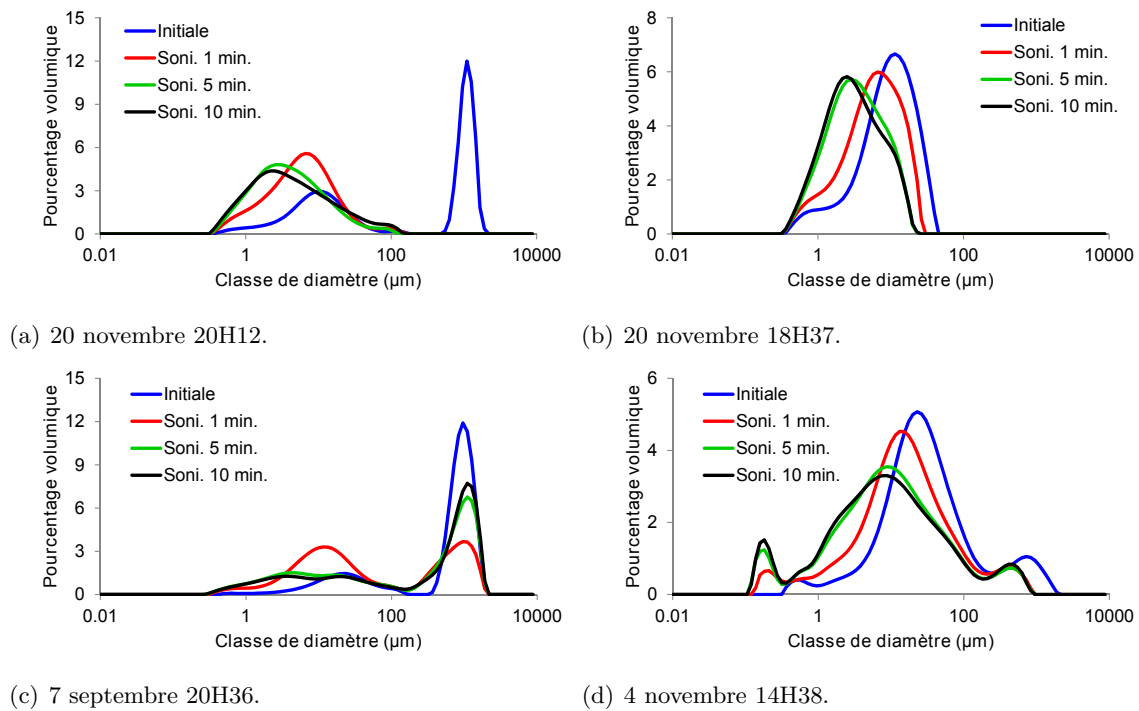


FIG. 7.10 – Dynamique de désagrégation présentée pour quatre échantillons. Pour faciliter la lecture, seules quelques distributions de la dynamique sont présentées ici. « Initiale » est la mesure sans ultrasons. Les autres distributions sont labellisées par le temps de sonification qu'elles ont subi dans la cuve du granulomètre.

permis de donner des informations utiles, son utilisation n'aurait pas eu de sens dans le cadre des données acquises au cours de ce chapitre. En effet, des distributions nettement bimodales ont été observées. Les deux modes ne répondaient pas strictement de la même manière à l'aug-

mentation du cisaillement et des ultrasons dans la cuve du granulomètre. Il paraissait donc plus judicieux de directement se baser sur les spectres granulométriques acquis lors de la dynamique de désagrégation. A l'inverse, nous avons choisi de ne pas détailler les dynamiques de désagrégation au cours des chapitres 4 et 5 car les spectres étaient très majoritairement monomodaux. De plus, l'augmentation de l'agitation et l'enclenchement des ultrasons dans la cuve du granulomètre tendait à détruire le mode dans la distribution correspondant aux particules grossières. Ainsi, l'utilisation d'un degré d'agrégation permettait d'obtenir une information représentative de l'ensemble du spectre.

Le mode de la distribution en taille des particules centré sur des tailles plus grossières (de l'ordre de  $1000\ \mu m$ ) est intéressant à analyser. Il n'est pas toujours présent dans les distributions (Fig. 7.10(b)). D'autre part, il est plus ou moins sensible aux ultrasons. Dans certains cas (Fig. 7.10(a)) il est détruit dès le premier temps de sonification. On peut alors interpréter ce mode comme des agrégats grossiers. Dans d'autres cas (Figures 7.10(c) et 7.10(d), respectivement), ce mode dans la distribution est moins affecté par les ultrasons. Par exemple, la fraction des particules supérieures à  $200\ \mu m$  est réduite de 12 % à 6 % dans le cas de l'échantillon du 4 novembre (Fig. 7.10(d)). Dans le cas de l'échantillon du 7 septembre, cette fraction diminue de 76 à 60 %. Il est peu probable que des agrégats aussi grossiers résistent autant aux ultrasons. Ce point mériterait cependant d'être approfondi. L'interprétation que nous en faisons est une proportion plus ou moins importante de sables incorporés au sein des agrégats mesurés à l'exutoire de la parcelle. Cette mesure a son importance dans le sens où il a été montré en laboratoire (Nord *et al.*, 2009) que les particules peuvent être transportées en saltation ou en suspension. Etant donné que les agrégats ont des densités moindres que la somme des particules élémentaires (Droppo *et al.*, 2005), nous montrons ici en conditions naturelles la pertinence de ne pas considérer que la taille dans de telles conceptualisations, puisqu'à une taille donnée les agrégats de sols peuvent avoir des compositions différentes, et donc potentiellement des comportements dans la lame d'eau différents.

Il est intéressant de noter que l'échantillon présenté en figure 7.10(d) présente un mélange d'agrégats quel que soit la fraction granulométrique considérée, en plus de particules élémentaires. En effet, la fraction des particules plus grandes que  $1000\ \mu m$  représente 8% de la distribution initiale, et n'est plus présente après sonification. De la même façon, la fraction  $50\text{-}200\ \mu m$  représente 18% de la distribution initiale contre 10% de celle supposée être désagrégée. Finalement, la fraction  $0\text{-}2\ \mu m$  représente 4% de la distribution initiale, contre 19 % de celle supposée dispersée. La fraction inférieure à  $0.3\ \mu m$  n'est mesurée que dans ces dernières distributions.

Par la suite, nous adopterons la nomenclature suivante correspondant aux dynamiques présentées dans la figure 7.10 : « Macro Agrégats Dominants » (MaAD) lorsque les échantillons présentent une dynamique semblable à celle de l'échantillon présenté en figure 7.10(a), c'est-à-dire quand un mode grossier (supérieur à  $500\ \mu m$ ) est détruit par ultrasons ; « Meso agrégats » (MeA) lorsque comme pour l'échantillon présenté en figure 7.10(b) le mode situé entre 1 et  $100\ \mu m$  voit sa proportion diminuer suite à sonification ; « Macro Agrégats et Particules Elementaires » (MaPE) pour le cas d'un échantillon tel que celui présenté en figure 7.10(c), lors duquel les particules grossières sont réduites par la sonification mais pas réduites à 0 et enfin « Micro Particules » (MiP) pour des échantillons présentant une dynamique semblable à celle présentée en figure 7.10(d),

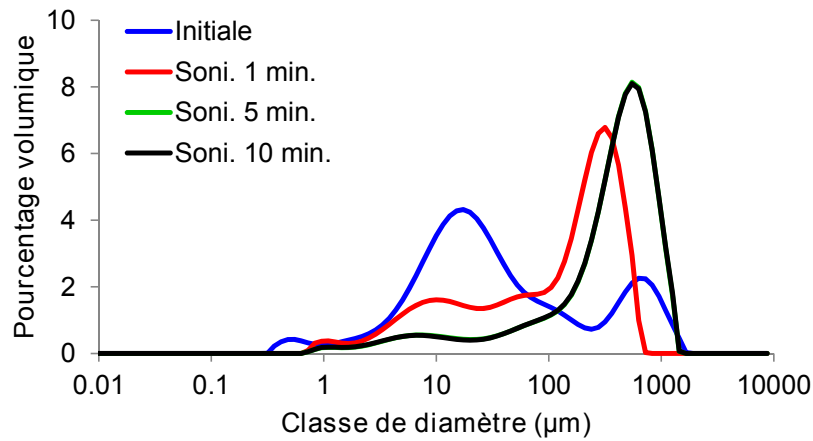


FIG. 7.11 – Dynamique de désagrégation de l'échantillon mesuré à 16H13 le 04 novembre. Les mesures menées après 5 et 10 minutes de sonification sont quasiment confondues.

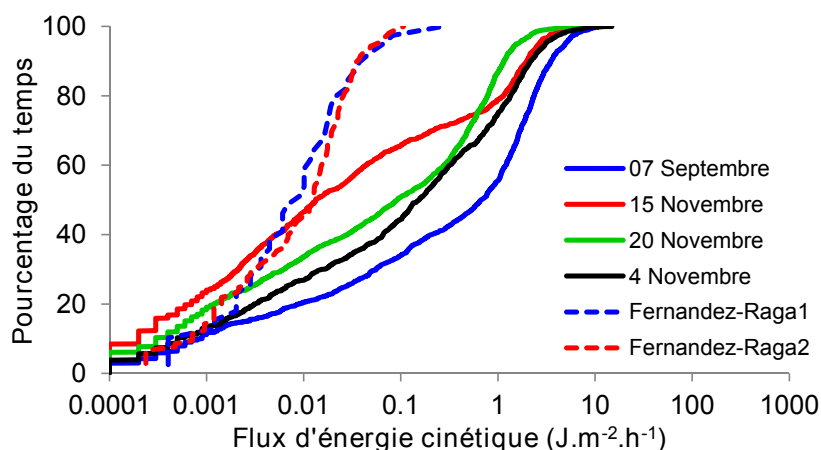
échantillon pour lequel on observe des particules de taille inférieure à  $1\mu m$ .

Finalement, certains échantillons ont présenté des dynamiques contres intuitives (Fig. 7.11). La mesure correspondant à l'échantillon supposé désagrégé voit son mode à  $550\mu m$  augmenter en proportion par rapport à l'échantillon supposé agrégé. En effet, la fraction des particules plus grandes que  $500\mu m$  passe de 4% de la distribution pour l'échantillon « initial » à 47% pour l'échantillon « désagrégé ». Plusieurs explications peuvent être avancées pour expliquer ces dynamiques. La première peut être due à la remise en suspension de particules élémentaires denses, typiquement des sables, dans la cuve du granulomètre après l'augmentation de la puissance d'agitation et de la pompe. Nous parlons bien de particules élémentaires car le mode correspondant à ces particules grossières voit leur distribution n'évoluer que très peu entre 5 et 10 minutes de sonification. La fraction des particules supérieure  $500\mu m$  représente ainsi 46.90% de l'échantillon au bout de cinq minutes, contre 46.87% au bout de dix minutes, soit des différences non-significatives. La disparition des particules les plus fines est probablement liée au fait que de petites particules ne représentent plus une fraction significative de la distribution volumique une fois les particules les plus grossières mises en suspension. Un problème lié à cette interprétation est que les particules continuent de grossir une fois la première minute de sonification (Fig. 7.11). Une deuxième explication serait que l'agitation et la sonification brisent les liens entre agrégats, et qu'une fois ces particules sorties de la cuve donc non soumises à sonification, elles créent de nouveaux liens du fait du fort taux d'argiles présent dans ces matériaux. Cette hypothèse serait soutenue par la diminution dans un premier temps (entre la mesure « Initiale » et la mesure « Sonification 1 minute ») du mode des particules grossières (mode proche de  $1000\mu m$ ), avant que ce mode ne se redéveloppe (entre la mesure « Sonification 1 minute » et « Sonification 5 minutes »), faisant apparaître des particules grossières qui avaient été désagrégées auparavant. Quoi qu'il en soit, ce sont des cas pour lesquels les agrégats grossiers sont mesurés en faible proportion lors de la mesure « initiale » par rapport au MaAD.

Dans la suite de l'analyse, nous appellerons ce cas de dynamique de désagrégation lors duquel des particules grossières apparaissent après sonification « Particules Grossières Dynamiques » (PGD). Il est important de souligner que de par les définitions des classes que nous avons adoptées,

Evènement	7 septembre		15 novembre		20 novembre		4 novembre	
Canal	1	2	1	2	1	2	1	2
MaAD	2	-	-	-	4	5	-	-
MeA	8	7	9	8	5	6	6	10
MiP	-	-	-	-	-	1	3	2
MaPE	6	4	-	-	-	-	-	2
PGD	-	3	9	8	-	1	6	8

Tab. 7.2 – Caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés à l'exutoire de la parcelle.

FIG. 7.12 – Pourcentage du temps durant lequel un flux d'énergie cinétique a été mesuré durant chacun des événements pluvieux analysé. Les événements « Fernandez-Raga 1 » et « Fernandez-Raga 2 » correspondent respectivement à l'événement du 18/06/2007 et 19/06/2007 présentés par Fernández-Raga *et al.* (2010). Ils ont été digitalisés à partir des figures de flux d'énergie présentées par les auteurs de cette étude.

chaque distribution granulométrique peut se voir attribuer plusieurs labels. A titre d'exemple, une unique distribution peut présenter à la fois des méso agrégats et des particules grossières dynamiques, et comptera alors dans les deux classes.

### 7.2.2.2 Mise au regard des caractéristiques de la pluie

Les caractéristiques des échantillons prélevés à l'exutoire du versant et dont la granulométrie a pu être analysée sont récapitulées dans le tableau 7.2. Afin d'interpréter ces données, il est utile de regarder plus en détail les données d'énergie cinétique de la pluie (Fig. 7.12). Cette figure montre que les ordres de grandeur des flux d'énergie cinétique de la pluie sont comparables entre événements. En revanche, les fréquences d'occurrences dans le temps changent d'un événement à l'autre. Ainsi, l'événement du 07 septembre est celui pendant lequel les plus grands flux d'énergie cinétique de la pluie ont été mesurés le plus souvent. Pendant l'événement du 04 novembre, des flux d'énergie plus faibles ont été mesurés plus fréquemment, suivi dans l'ordre décroissant de flux d'énergie par l'événement du 20 novembre. L'événement du 15 novembre a majoritairement (73 % du temps) présenté des flux d'énergie plus faible que les autres événements, mais est

comparable en termes de valeur extrême aux autres évènements, dépassant même à ce niveau l'évènement du 20 novembre.

L'évènement du 7 septembre et, dans une moindre mesure celui du 4 novembre sont les seuls à présenter, dans les particules mesurées en sortie de parcelle, un mélange macro agrégats et particules élémentaires grossières (MaPE). Ces évènements correspondent à ceux pour lesquels les débits ruisselants mesurés ont été les plus élevés (Fig. 7.8), ce qui traduit à la fois une plus forte capacité de transport et la plus forte probabilité d'enclencher l'érosion par ruissellement. Ce sont aussi ceux dont les plus forts flux d'énergie cinétique ont été mesurés le plus souvent au cours de l'évènement pluvieux. De plus forts flux d'énergie cinétique de la pluie peuvent résulter en des agrégats plus facilement désagrégés, c'est pourquoi on ne mesurerait cette population de particules que dans le cas de ces évènements. De la même manière, c'est lors de l'évènement du 4 novembre que l'on mesure des micros particules (« MiP »). Or c'est l'un des deux évènements qui a subi les flux d'énergies cinétiques les plus importants, et également qui a duré le plus longtemps (Tab. 7.1). Ces micros particules pourraient avoir été générées par application prolongée de ces forts flux d'énergie cinétique de la pluie.

Seul l'évènement du 20 novembre et, dans une moindre mesure, celui du 7 septembre, présentent des agrégats grossiers (de taille supérieure à  $500\ \mu m$ ) sensibles à la désagrégation. L'évènement du 20 novembre est celui pendant lequel les flux d'énergie cinétique de la pluie les moins importants ont été mesurés. Une interprétation possible à ce résultat serait donc que, contrairement aux cas des évènements du 7 septembre et 4 novembre, de plus petits flux d'énergie cinétique n'auraient pas eu l'énergie suffisante pour briser ces agrégats grossiers, qui auraient donc été mesurés en sortie de parcelle.

On notera finalement que toutes les mesures contiennent des agrégats de taille comprise entre 1 et  $100\ \mu m$  (« MeA »). Ce sont donc autant d'agrégats qui seront potentiellement disponibles pour être transférés au réseau hydrographique. Suite à ces observations de spectres qui semblent montrer que différentes populations de particules sont transportées sur la parcelle, nous avons décidé de reprendre l'analyse infructueuse de lien entre taille de particules et énergie cinétique de la pluie. En ayant conscience de ces différentes populations, et en prenant en compte le fait que les observations faites au cours du chapitre 6 concernaient principalement les fractions grossières (typiquement celles proches de  $500\ \mu m$ ) nous avons divisé l'analyse entre diamètres médians importants (supérieurs à  $100\ \mu m$ ) et diamètres médians fins (inférieurs à  $100\ \mu m$ ) (Fig. 7.13). On remarque que si aucune relation significative n'existe entre énergie cinétique de la pluie et taille des particules pour les particules fines, pour les particules les plus grossières on retrouve une dynamique cohérente avec celle observée en laboratoire au cours du chapitre 6. En effet, plus l'énergie cinétique de la pluie est importante, plus le diamètre médian est réduit. Cette relation est masquée par le fait que la pluie n'est pas le seul acteur impliqué dans la taille des particules mesurées à l'exutoire de la parcelle. Néanmoins, il semble intéressant de remarquer que le signal de la pluie n'est pas entièrement masqué par les autres processus opérant à cette échelle, et notamment la sélectivité qui s'opère lors du transport par la lame d'eau ruisselante. Finalement, conscient de l'importance potentielle de cette sélectivité au cours du transport par la lame d'eau ruisselante, nous avons analysé les masses transférées en sortie de versant par fraction granulométrique.

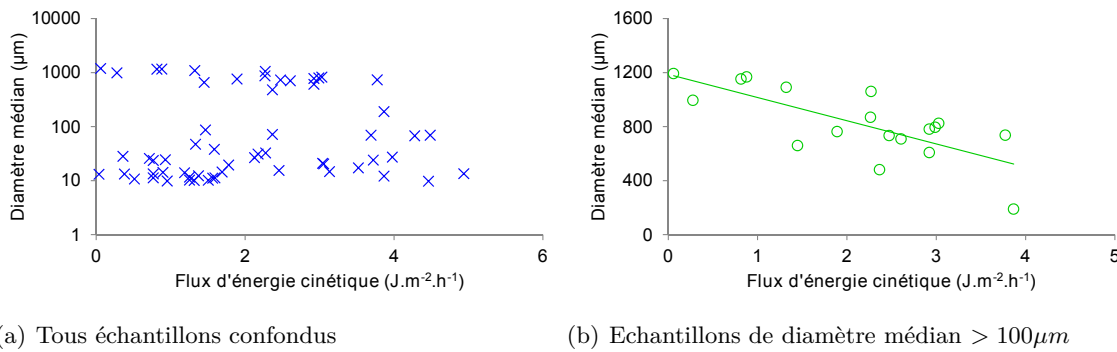


FIG. 7.13 – Relation entre diamètre médian et flux d'énergie cinétique de la pluie. La régression de la figure b) n'est présentée que pour souligner la tendance à la diminution de la taille avec l'augmentation de l'énergie cinétique.

### 7.2.3 Etude des masses par fraction granulométrique

Les tailles de particules sont bien plus fines que celles mesurées au cours des expériences de simulation de pluie. Lors des simulations de pluie, la fraction  $> 1000\mu m$  pour le sol argileux représentait parfois plus de 50 % des échantillons, et la fraction  $> 500\mu m$  représentait plus de 80 % des agrégats détachés. En revanche, sur le terrain, la moyenne de la fraction  $> 1000\mu m$ , pour les échantillons de la distribution « initiale », représente 21% seulement des échantillons mesurés. Ce calcul ne prends pas en compte les spectres granulométriques pour lesquels la fraction  $> 1000\mu m$  n'a pas été mesurée. En prenant en compte de telles distributions, la moyenne de cette fraction est de 15%. De la même manière, la valeur moyenne de la fraction 500-1000  $\mu m$  vaut entre 10 et 12% (respectivement en prenant en compte et en ne prenant pas en compte les échantillons pour lesquels cette fraction n'est même pas mesurée).

On notera cependant que lors de des simulations de pluie en laboratoire les flux d'énergie employés étaient en général plus élevés que ceux mesurés sur le terrain. Au cours des simulations de pluie présentées au cours du chapitre 6, ces flux ont varié de 12 à 260  $J.m^{-2}.h^{-1}$  (valeur minimale et maximale), et valaient en moyenne sur toutes les expériences 100  $J.m^{-2}.h^{-1}$ , ce qui peut être attribué aux plus fortes intensités utilisées en laboratoire que sur le terrain. Les mesures de terrain effectuées au cours de ce chapitre sont en revanche cohérentes bien que globalement plus fortes que celles mesurées par Fernández-Raga *et al.* (2010) lors de leur étude de terrain. Les flux d'énergie cinétique plus faibles que mesurent ces auteurs peut s'expliquer par le fait que notre zone d'étude est propice à des événements intenses, à forte convection et donc forte énergie cinétique de la pluie. De plus, Fernández-Raga *et al.* (2010) calculent l'énergie cinétique en transformant le diamètre des gouttes mesuré par leur appareil en diamètre équivalent d'ellipse. Ils montrent que cette transformation diminue le volume de la goutte, et doit donc diminuer l'énergie cinétique par rapport aux mesures que nous avons effectuées.

Afin d'analyser quantitativement dans quelle mesure la pluie peut être responsable des variations de masses transportées à l'exutoire des parcelles, nous avons décomposé la masse totale en masse par classe granulométrique (Fig. 7.14). Les fractions analysées ont été les suivantes : 0-50  $\mu m$ , 50-200  $\mu m$ , 200-500  $\mu m$ , 500-1000  $\mu m$  et particules plus grosses que 1000  $\mu m$ . Dans l'analyse,

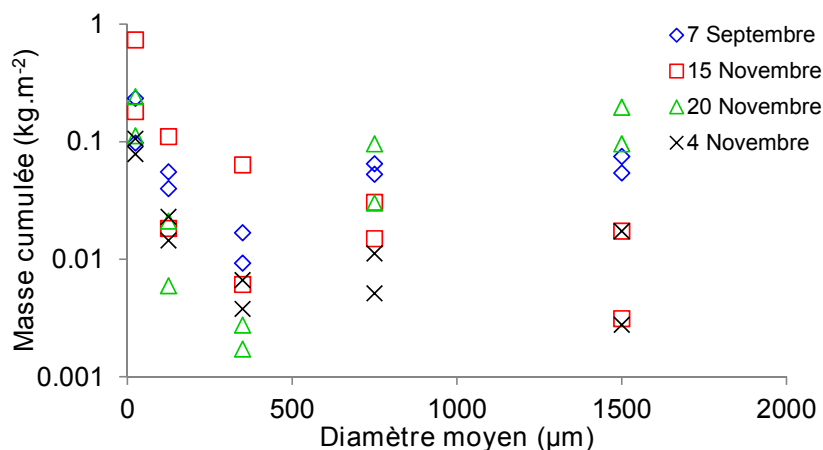


FIG. 7.14 – Masse exportée par fraction granulométrique, pour chacun des évènements analysés.

chaque fraction est caractérisée par son diamètre moyen. On observe que pour les évènements du 15 novembre et du 4 novembre, la masse à l'exutoire diminue avec la taille des particules, ce qui reflète la plus grande difficulté à transporter des particules de plus grand diamètre. Ce sont les deux évènements pour lesquelles des PGD (Particules Grossières Dynamiques) ont été majoritairement mesurées, au détriment des agrégats grossiers plutôt mesurés lors des deux autres évènements (Tab. 7.2). Lors de l'évènement du 7 septembre et de celui du 20 novembre, la décomposition de la masse transférée en sortie de versant est minimale pour la fraction 200-500  $\mu m$ , puis augmente pour les particules des fractions 500-1000  $\mu m$  et  $> 1000 \mu m$ . Ce résultat semble être cohérent avec les résultats obtenus au cours du Chapitre 6, au cours duquel nous avons vu que les fractions grossières étaient préférentiellement mises en mouvement par la pluie. Il reflèterait un effet de mise à disposition préférentielle d'un stock de particules grossières par la pluie. Cet effet est sensible même à l'exutoire de ces deux parcelles en partie enherbées, et soulignerait l'intérêt de prendre en compte un détachement par la pluie en fonction des classes granulométriques. Le fait que des particules grossières soient mesurées en plus forte proportion pour ces deux évènements est cohérent avec le fait que ce sont les deux évènements pour lesquels les populations identifiées MaAD ont été mesurées (Tab. 7.2).

## Synthèse de l'étude et nouvelles questions associées

Lors d'études de terrain à l'échelle du versant, la taille effective des agrégats n'est que rarement mesurée. Elle est encore plus rarement mise en relation avec les caractéristiques de la pluie. Nous avons au cours de ce chapitre essayé de démontrer l'intérêt d'une telle approche. Des mesures de terrain ont été analysées afin de détecter de possibles liens entre caractéristiques de la pluie, masses totales et par fractions granulométriques transférées en sortie de versant et caractéristiques des particules.

Malgré le peu d'évènement ruisselant pluvieux significatifs enregistrés au cours de cette thèse, quelques traits intéressants ont pu être mis en évidence. La mesure en continu de l'énergie ci-



nétiq ue de la pluie par un disdromètre optique a permis de montrer qu'elle présente une bonne relation avec les masses totales transférées à l'exutoire de la parcelle. Nous avons également pu dégager quelques tendances montrant qu'elle peut influencer les caractéristiques granulométriques des particules mesurées à l'exutoire du versant. Ainsi, les caractéristiques des agrégats prélevés à l'exutoire du versant semblent liées à la variabilité du flux d'énergie cinétique de la pluie. Nous avons notamment vu que les diamètres médians les plus grossiers mesurés en sortie de parcelle semblaient diminuer avec l'augmentation du flux d'énergie cinétique, résultat en accord avec ceux obtenus au cours des expériences de laboratoire menées au cours du Chapitre 6. Nous mettons à nouveau en avant l'intérêt de l'utilisation d'une dynamique de désagrégation à l'aide du granulomètre laser. Elle nous a en effet permis de dégager quelques tendances qui n'auraient pas été obtenues en n'utilisant qu'une seule mesure à un temps donné dans la cuve de l'agitateur.

Il serait intéressant d'approfondir l'analyse de ces résultats, et notamment d'effectuer des prélèvements spatialisés sur la parcelle de particules transportées à la fois par ruissellement, et mises en mouvement par effet splash, par exemple selon la méthodologie proposée par Fernández-Raga *et al.* (2010). L'idée serait de vérifier dans quelle mesure l'analyse des spectres granulométriques des particules exportées peut être directement rapprochée de celle des particules mises en mouvement par effet splash. De tels prélèvements permettraient également d'effectuer une analyse rigoureuse du taux de détachement par la pluie, et donc du pourcentage de chacune des fractions granulométriques qui rejoint l'exutoire par rapport à sa production par la pluie. Ces prélèvements permettraient finalement de vérifier dans quelle mesure les expériences faites en laboratoire peuvent être étendues à des mesures faites en conditions naturelles, au niveau du détachement par effet splash, et l'évolution des distributions granulométriques avec le transport par ruissellement. Ce dernier point nécessiterait de déterminer des temps de transfert entre détachement et transfert en sortie de parcelles, qui pourraient être obtenus par traçage numérique ou expérimental, par exemple selon la méthodologie proposée par Michaelides *et al.* (2010).

## Chapitre 8

Effet d'un détachement sélectif à  
l'échelle du versant

## Avant-propos

Au cours des Chapitres 4 et 5, nous avons évoqué les processus de versant comme acteurs possibles des variations de granulométrie observées à l'exutoire d'un bassin versant de tête. Au cours du chapitre 6, nous avons confirmé expérimentalement un résultat observé dans la littérature, à savoir que le détachement par la pluie en terme de masse totale est bien contrôlé par l'énergie cinétique de la pluie. Nous avons de plus montré que des variations d'énergie cinétique impliquaient des variations de la granulométrie des agrégats mis en mouvement. Cependant, ce processus local, mis en évidence en laboratoire, n'a pu être que difficilement discernable parmi les résultats obtenus au cours du chapitre 7. En effet, le nombre de processus à l'œuvre à l'échelle du versant, qui plus est étudié lors d'assez peu d'événements en conditions naturelles semblait masquer les effets de ce processus, même s'il restait perceptible. En particulier, nous n'avons pas pu conclure quant aux effets respectifs du détachement et du transport par ruissellement, et sa sélectivité associée, face à ceux du détachement par la pluie.

Or, dans le cadre de ce travail de thèse où nous travaillons sur le continuum entre versant et rivière, il paraît important de justifier l'importance du processus local mis en évidence au cours du chapitre 6 sur une échelle supérieure, à savoir celle du versant, de manière plus précise que les quelques pistes présentées au cours du Chapitre 7. Ce chapitre propose de comprendre en quoi les variations des caractéristiques de la pluie, telle son énergie cinétique, sont responsables (ou non) des variations de masse par classe granulométrique observées à l'exutoire d'un versant. Ces variations seront à comparer avec celles induites par le ruissellement, et la sélectivité associée au dépôt préférentiel des particules les plus grossières. En d'autres termes, il s'agira de tester

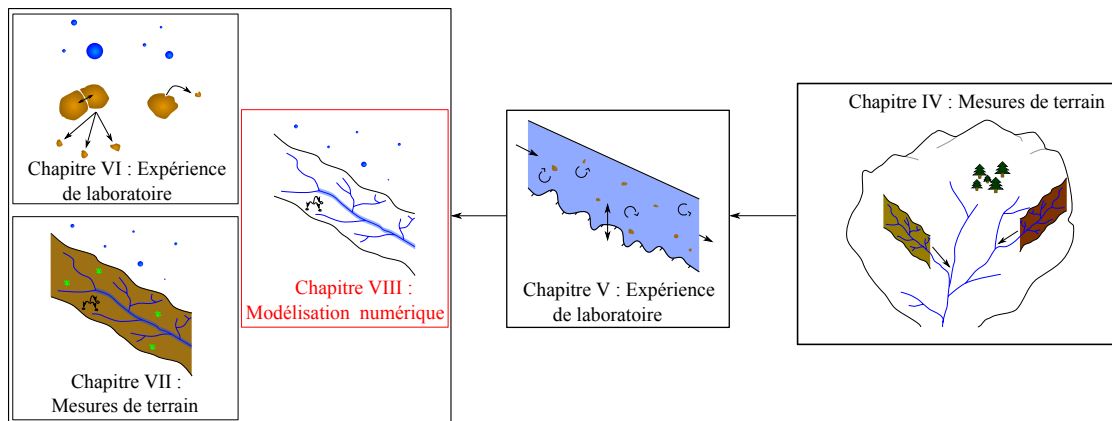


FIG. 8.1 – Avancement de la thèse. Chapitre 8 : Impact d'un détachement sélectif à l'échelle du versant.

l'intérêt de prendre en compte un détachement par la pluie différent par classe granulométrique à l'échelle du versant.

Pour progresser dans cette réflexion, nous proposons de passer par le biais d'une modélisation numérique. L'utilisation de la modélisation est justifiée par sa capacité à générer des scénarios parfaitement contrôlés, lors desquels l'importance relative des différents processus à l'œuvre (tel le ruissellement et le détachement par la pluie) peut être examinée de manière isolée. Pour ce faire, on se basera sur le jeu de données acquis au cours du chapitre 6. Nous construirons une

paramétrisation du détachement par classe granulométrique que nous inclurons dans un modèle numérique. Afin de se placer dans un cadre réaliste, un relevé de la topographie a été effectué sur le versant étudié au cours du chapitre 7, et sera utilisé pour définir le modèle numérique de terrain utilisé par le modèle. Il est important de souligner que nous ne chercherons pas au cours de ce chapitre à reproduire les hydrogrammes et les concentrations mesurées sur le terrain. Il s'agira principalement, par le biais de scénarios de forçage numérique, de discuter la pertinence de l'utilisation d'un détachement par classe granulométrique.

## 8.1 Introduction

Il est aujourd'hui reconnu qu'une sélectivité granulométrique s'opère dès la désagrégation et la mise en mouvement des agrégats par l'impact des gouttes de pluie (Parsons et Stone, 2006; Malam Issa *et al.*, 2006). Autrement dit, la granulométrie des agrégats mis en mouvement n'est pas la même que celle de la matrice de sol initiale. D'autre part, certains modèles tel celui proposé par Gumiere *et al.* (2011) basent leur forçage sur l'intensité de la pluie. Cependant, il a été montré au cours du Chapitre 6 de cette thèse, via des tests en laboratoire, que l'énergie cinétique de la pluie présentait une bonne corrélation avec la masse totale détachée et mise en mouvement, en accord avec d'autres expériences de laboratoire menées dans la littérature (Salles *et al.*, 2000; Abd Elbasit *et al.*, 2010). Sur la base de ces observations, certains modèles tels EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998) et MALHERAN (Wainwright *et al.*, 2008) basent leur calcul du détachement par la pluie sur son énergie cinétique, même si celle-ci est souvent dérivée de l'intensité de la pluie sur la base de lois empiriques (Brandt, 1989). Il a également été montré dans le Chapitre 6 que suivant l'énergie cinétique de la pluie, la granulométrie des agrégats mis en mouvement varie. Legout *et al.* (2005) avait démontré le caractère sélectif de la pluie. Nous ne disposons cependant pas d'informations sur les effets des variations d'énergie cinétique sur la granulométrie mise en mouvement. Ainsi, nous avons pu montrer au cours de ce chapitre que différents agrégats sont potentiellement mis à disposition pour un transport par ruissellement lorsque l'énergie cinétique de la pluie varie.

La conceptualisation des modèles numériques d'érosion est aujourd'hui telle que la granulométrie des agrégats est souvent réduite à un diamètre médian (Smith, 1981; Nord et Esteves, 2005; Gumiere *et al.*, 2011). Ce choix de modélisation peut être problématique pour reproduire correctement des transferts de masse dans le cas de la mise en mouvement de granulométries étendues. En effet, la sélectivité qui s'opère dans la lame d'eau est très dépendante de la taille des agrégats disponibles, en particulier dans le cas de petites lames d'eau comme observé dans le cas du ruissellement sur les versants (Legout *et al.*, 2012a). Passer par une modélisation par fraction granulométrique peut être une piste pour améliorer les résultats des modèles, comme montré par Jomaa *et al.* (2010) et Asadi *et al.* (2011), dans le cas du ruissellement. Comprendre la dynamique des fractions granulométriques permettrait également d'améliorer la modélisation des flux de nutriments et de polluants.

Certains modèles prennent en compte différentes fractions granulométriques (Hairsine et Rose, 1992; Morgan et Duzant, 2008), mais procèdent par sélectivité d'une masse totale détachée par la pluie au sein de la lame d'eau. Cette opération s'effectue par résolution de la conservation

de la masse pour différentes fractions. Il n'existe pas à notre connaissance de modèle numérique qui considère la granulométrie des agrégats dès le détachement et la mise en mouvement par impact des gouttes de pluie. Ce processus apparaît pourtant comme potentiellement important, notamment dans le cadre d'érosion diffuse s'opérant sur les versants, quand le détachement est principalement limité par les stocks mis à disposition du ruissellement par la pluie. De plus, se pose souvent la question de savoir quelles classes granulométriques choisir dans la modélisation. Afin d'aborder ces problèmes et de discuter l'effet de la prise en compte d'un détachement sélectif par la pluie, nous nous proposons de construire une paramétrisation basée sur le jeu de données acquis dans le cadre du Chapitre 6, et de l'inclure dans deux modèles numériques à base physique : PSEM\_2D (Nord et Esteves, 2005) et Turbillon (Cea *et al.*, 2010). Le premier fonctionne comme un modèle « mono-classe », c'est-à-dire qu'il considère les agrégats comme représentés par un diamètre médian unique. Le second peut fonctionner comme un modèle « multi-classe », c'est-à-dire qu'il traite la conservation de la masse dans la lame d'eau pour différentes fractions granulométriques.

Les simulations numériques mises en place visent à répondre aux questions suivantes :

- Quels sont les effets respectifs du forçage par la pluie, autrement dit de la fonction de production, par rapport aux effets de transport par la lame d'eau sur les masses transportées en sortie de versant, par fraction granulométrique ?
- Comment la prise en compte d'un détachement sélectif impacte-t-elle les masses transférées à l'exutoire d'un versant ? Quelles sont les différences avec une modélisation ne considérant pas un détachement sélectif ?

## 8.2 Présentation succincte des modèles

Ces expériences numériques ont été menées en parallèle avec deux modèles numériques, permettant ainsi une inter comparaison des résultats obtenus. Les deux modèles sont basés sur une conceptualisation des processus d'érosion identique. La présentation de ces processus ne sera donc faite que pour un seul des deux modèles.

### 8.2.1 PSEM\_2D

Le premier modèle utilisé dans le cadre de cette étude est le modèle Plot Soil Erosion Model 2D (PSEM\_2D, Nord et Esteves (2005)) développé sur la base du modèle hydrologique présenté par Esteves *et al.* (2000). C'est un modèle distribué à base physique développé pour fonctionner à l'échelle du versant (échelle spatiale de l'ordre de 100 m<sup>2</sup>) et à l'échelle temporelle de l'évènement.

### 8.2.1.1 Ruissellement

La hauteur de la lame d'eau et sa vitesse moyenne sont calculées à l'aide des équations de Saint Venant :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}h}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}h}{\partial y} = R - I(x, y) \quad (8.1)$$

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + g \left[ \frac{\partial h}{\partial x} - (S_{0x} - S_{fx}) \right] = 0 \quad (8.2)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} + g \left[ \frac{\partial h}{\partial y} - (S_{0y} - S_{fy}) \right] = 0 \quad (8.3)$$

où :

- $h$  est la hauteur de la lame d'eau (m),
- $\bar{U}$  et  $\bar{V}$  sont les composantes moyennes (sur la hauteur de la lame d'eau) de la vitesse, respectivement selon  $x$  et  $y$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- $S_0$  et  $S_f$  sont respectivement la pente du sol et d'énergie,
- $g$  est l'accélération de la gravité ( $\text{m.s}^{-2}$ ),
- $R$  est l'intensité de la pluie ( $\text{mm.h}^{-1}$ ),
- $I$  représente l'infiltration ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

La résolution de ces équations se fait selon un schéma aux différences finies, proposé par MacCormack (1969). Il est explicite à deux niveaux en temps. Son originalité vient de sa résolution en deux temps du schéma spatial : d'abord décentré amont en espace, correspondant à une phase dite de « prédiction » puis une phase dite de « correction », selon un schéma décentré aval. La solution est alors approchée par la moyenne de la prédiction et de la correction.

Une des hypothèses de l'équation de Saint Venant est que les pentes locales ne doivent pas être trop importantes, sous peine d'instabilités numériques. La topographie levée sur le terrain a montré quelques dépressions locales mal gérées par le modèle. La topographie a donc été lissée localement selon la méthode présentée par Tatard *et al.* (2008) pour lever ces problèmes numériques. Le terrain présentant un mur hydraulique dans sa partie amont et une hausse de la topographie au niveau des pieds de vignes (constituant les bordures est et ouest du versant), une condition de flux nul est appliquée en amont et sur les bords.

La pente d'énergie est calculée à l'aide de la paramétrisation de Darcy-Weisbach, par exemple selon  $x$  :

$$S_{fx} = \frac{\bar{U}f}{8gh} \sqrt{\bar{U}^2 + \bar{V}^2} \quad (8.4)$$

où  $f$  est le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (sans dimension). Des tests préliminaires ayant montré que le débit liquide diminuait une fois que le régime permanent était atteint, le coefficient  $f$  a été adapté dans le cas des simulations menées. Il a ainsi été fixé soit à 0.7, soit à 1.2 suivant l'intensité de pluie appliquée (faible ou forte, respectivement).

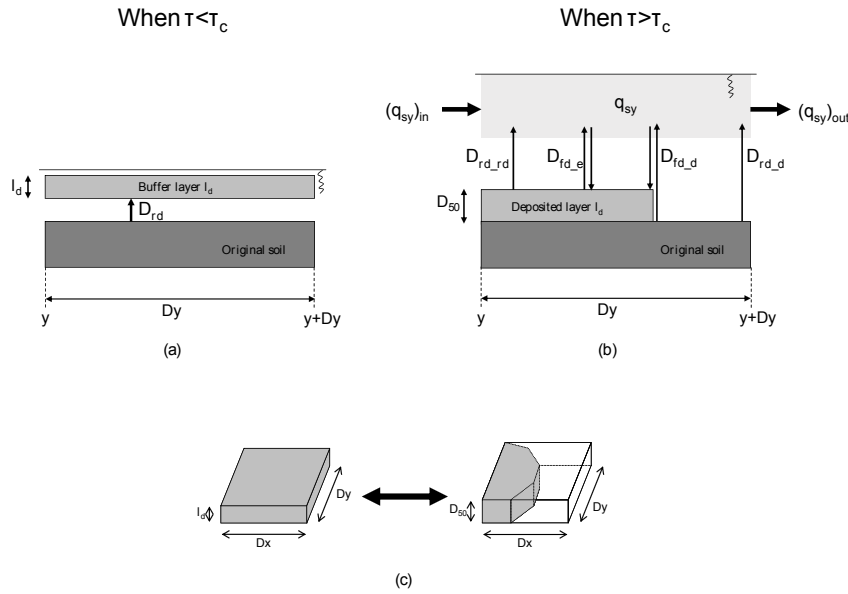


FIG. 8.2 – Schéma conceptuel des différents processus de l'érosion dans le modèle, d'après Nord et Esteves (2005).

### 8.2.1.2 Erosion

Le transport des particules dans la lame d'eau se base sur une formulation impliquant un transport en suspension, sous la forme :

$$\frac{\partial(hC)}{\partial t} + \frac{\partial(hC\bar{U})}{\partial x} + \frac{\partial(hC\bar{V})}{\partial y} = \text{Prod} - \text{Puits} \quad (8.5)$$

où :

- $C$  est la concentration en sédiment en suspension (souvent exprimée en  $\text{g.L}^{-1}$ ),
- $h$  est l'épaisseur de la lame d'eau (m),
- $\bar{U}$  et  $\bar{V}$  sont la vitesse moyenne des sédiments, respectivement selon  $x$  et  $y$ , supposée égale à celle de l'écoulement ( $\text{m.s}^{-1}$ ),
- Prod-Puits signifie le bilan des termes sources et puits.

Tous les termes de l'érosion détaillés dans la partie bibliographique de ce mémoire sont concentrés dans le terme de droite de l'équation (8.5). Le modèle utilisé dans le cadre de cette étude se base sur le schéma conceptuel représenté en figure 8.2. Dans la suite de ce chapitre, le terme  $D_{rd\_d}$  sera nommé « détachement », le terme  $D_{rd\_rd}$  « re-détachement » et le terme  $D_{fd\_e}$  « entrainement ». Dans ces simulations, il n'y a pas de détachement par l'écoulement, donc pas de terme  $D_{fd\_d}$ . Les agrégats sont advectés au sein de la lame d'eau au travers du terme de gauche de l'équation (8.5). Le modèle est construit autour d'une couche tampon (« buffer layer » et « deposited layer » dans la figure 8.2). Elle fait l'interface entre les particules détachées de la couche de sol et celles déposées par le ruissellement. Deux phases sont distinguées. Lors de la première (partie gauche de la figure), la couche tampon est alimentée par le détachement sous l'impact des gouttes d'eau. Le cisaillement appliqué par la lame d'eau est inférieur au cisaillement critique : on ne détache ni n'entraîne par ruissellement. La deuxième phase (partie droite de la

figure) est celle durant laquelle ce cisaillement excède la contrainte critique d'arrachement. Le détachement décrit précédemment se produit toujours (terme  $D_{rd\_d}$ ) mais alimente directement la lame d'eau. La pluie peut également arracher des particules en provenance de la couche tampon, dont la résistance à l'arrachement est moindre (terme  $D_{rd\_rd}$ ). Selon la quantité de matériaux disponible dans cette couche, des particules peuvent en être arrachées par l'écoulement (terme  $D_{fd\_e}$ ) ou l'être depuis la matrice de sol original (terme  $D_{fd\_d}$ ). Les particules sont déposées soit au sein de la couche tampon, soit sur la matrice de sol, l'alimentant alors. Une équation de bilan de masse est utilisée pour calculer l'épaisseur de cette couche pré-détachée :

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s}(D_{rd\_rd} + D_{fd\_e}) \quad (8.6)$$

Le détachement par impact des gouttes initialement implémenté est celui proposé par Li (1979), basé sur l'intensité de la pluie :

$$D_{rd\_d} = \alpha R^p \left(1 - \frac{h}{z_m}\right) (1 - \epsilon) \quad (8.7)$$

où :

- $\alpha$  est l'érodibilité du sol ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ ),
- $R$  est l'intensité de la pluie ( $\text{mm.h}^{-1}$ ),
- $h$  est la hauteur de la lame d'eau (m),
- $z_m$  est la profondeur maximale de pénétration du splash, fonction de l'intensité de la pluie (m),
- $\epsilon$  est le pourcentage de la maille couvert par la couche tampon d'épaisseur  $d_{50}$ , calculé comme :  $\epsilon = l_d/d_{50}$  (sans dimensions).

Dans le cas où le détachement se fait sur la couche tampon plutôt que sur la matrice de sol originale,  $\alpha$  devient  $\alpha_d$  d'environ un ordre de grandeur supérieur (d'après Proffitt *et al.* (1991); Misra et Rose (1995), tous deux cités par Nord et Esteves (2005)). Le terme  $1 - \epsilon$  devient alors logiquement  $\epsilon$ , toute la maille étant considérée recouverte par la couche tampon.

L'entraînement par le ruissellement est formulé de manière identique au détachement par la pluie, conceptuellement parlant. Il est basé sur le modèle de Foster *et al.* (1995) :

$$D_{fd\_e} = K_r(\tau_f - \tau_c) \left(1 - \frac{q_s}{T_c}\right) \epsilon \quad (8.8)$$

où :

- $K_r$  est l'érodibilité du sol ( $\text{s.m}^{-1}$ ),
- $\tau_f$  est le cisaillement exercé par la lame d'eau sur le sol ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ),
- $\tau_c$  est la contrainte critique pour l'entraînement ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ),
- $q_s$  est le débit solide unitaire ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ),
- $T_c$  est la capacité de transport de l'écoulement ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ).

Basé sur l'expression de Yang (1996), le même principe que pour les sédiments grossiers est ici utilisé pour calculer le terme  $\tau_c$  :

$$\tau_c = \delta_s g(\rho_s - \rho_f) d_{50} \quad (8.9)$$



où  $\delta_s$  est le cisaillement adimensionnel, fixé à 0.047 d'après Tayfur (2002) (cité par Nord et Esteves (2005)).

Le terme représentant la capacité de transport de l'écoulement  $T_c$  peut être défini selon quatre formulations différentes dans le modèle : celles proposées par Foster (1982), Low (1989), et deux autres proposées par Govers (1992). D'après l'évaluation de ces formules de transport faite par Nord et Esteves (2007a), la formulation empirique basée sur la puissance unitaire de l'écoulement (« unit stream power ») proposé par Govers (1992), a été retenue :

$$T_c = \frac{86.7(S_f \bar{V} - 0.005)}{\sqrt{d}} q \quad (8.10)$$

où  $q$  est le débit ruisselant ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et  $d$  le diamètre des particules (m). Quand le débit solide devient supérieur à la capacité de transport, le taux de dépôt est calculé comme :

$$D_{fd} = \frac{\varphi w_s}{q} (T_c - q_s) \epsilon \quad (8.11)$$

où :

- $\varphi$  est un coefficient représentant le degré d'homogénéité du profil de concentration. S'il vaut 1 le profil est homogène, s'il est petit le profil est très stratifié. Il a été dans un premier temps fixé à 0.5 (Foster *et al.*, 1995),
- $w_s$  est la vitesse de chute des sédiments ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

### 8.2.2 Turbillon

Le deuxième modèle utilisé pour ce travail est le modèle présenté en détail par Cea *et al.* (2010). Initialement conçu pour des applications à l'hydrologie urbaine et à l'hydraulique de rivière, il a été adapté à la modélisation du ruissellement et de l'érosion à l'échelle du versant à l'occasion du séjour de Luis Cea au sein de l'équipe RIVER du LTHE de mars à juillet 2012. La conséquence logique en est donc une conceptualisation des processus d'érosion très proche du modèle PSEM\_2D. La partie hydraulique de ce modèle est basée sur le même jeu d'équations que le premier, les équations de Saint Venant en deux dimensions. Le frottement est paramétrisé selon l'équation de Manning. L'advection de particules se fait selon l'équation (8.5). Ce modèle diffère principalement de PSEM\_2D de par le fait qu'il fonctionne avec une résolution selon plusieurs classes granulométriques, alors que PSEM\_2D n'en considère qu'une. L'équation (8.5) est alors résolue selon chaque classe. La paramétrisation du détachement et du re-détachement par la pluie est inchangée. En revanche, la paramétrisation du détachement, de l'entraînement et du dépôt est semblable mais adaptée à un transport multi-classe. La différence entre classes se fait lors du calcul de la couche pré-détachée  $l_d$  :

$$\frac{\partial l_{d,k}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s} (D_{rd\_rd,k} + D_{fd\_e,k}) \quad (8.12)$$

Le terme  $f_k$ , représentant la proportion de la classe granulométrique  $k$  dans la couche  $l_d$ , est alors calculé comme :

$$f_k = \frac{l_{d,k}}{l_d} \quad (8.13)$$

Avec  $l_d$  l'épaisseur totale de la couche pré-détachée, calculée comme :

$$l_d = \sum_k l_{d,k} \quad (8.14)$$

L'entraînement et le dépôt sont alors calculés de la façon suivante :

$$D_{fd\_e} = \begin{cases} K_r(\tau_f - \tau_c) \frac{T_c - q_s}{T_c} \epsilon \times f_k & \text{Entraînement} \\ \frac{\varphi w_s}{q} (T_c - q_s) \times f_k & \text{Dépôt} \end{cases} \quad (8.15)$$

La différence entre modèles vient du fait que l'entraînement et le dépôt sont pondérés par le terme  $f_k$ , qui représente le pourcentage massique de la fraction  $k$  dans le mélange des classes. On note donc que  $\sum f_k = 1$ . Autrement dit, la disponibilité de chacune des classes est implicitement prise en compte par ce terme. Une autre différence entre ce modèle et PSEM\_2D vient du fait que la topographie du terrain n'est pas recalculée à chaque pas de temps comme le fait PSEM\_2D. Finalement, l'ultime différence entre ces deux modèles est numérique : la résolution des équations de Saint Venant et de l'équation d'advection se fait par la méthode des volumes finis, selon un schéma de type Upwind.

## 8.3 Proposition et implémentation d'une paramétrisation

### 8.3.1 Cadre général, remarques et adaptation

Des mesures directes de l'énergie cinétique fournie par le spectropluviomètre optique étaient disponibles pendant les expérimentations de laboratoire effectuées au cours du Chapitre 6. C'est donc sur une adaptation de la loi de détachement par la pluie proposée par Kinnell (2005) que la paramétrisation a été basée. Le but est de rendre cette formulation susceptible de produire différentes granulométries, autrement dit d'aboutir à une loi de la forme :

$$D_r(D) = k_D \times (e - e_c)^b \quad (8.16)$$

Comme noté dans la partie bibliographique de ce document, l'auteur ne fournit pas dans son étude d'unité pour les termes  $k_D$  et  $b$ . Selon la forme de son équation,  $b$ , qualifié de « paramètre empirique » ne devrait pas avoir de dimension et donc  $k_D$  devrait avoir pour dimension des  $\text{g} \cdot \text{J}^{-1-b}$ . Cette formulation est problématique dans le sens où l'unité de  $k_D$  est liée à la valeur de  $b$ . Il en résulte que ces paramètres n'ont donc pas vraiment de sens physique. De plus, cette formulation a été établie dans le cadre d'érosion par « mono-goutte » : les termes  $D_r$ ,  $e$  et  $e_c$  se réfèrent respectivement à la masse mise en mouvement sous l'effet de l'énergie appliquée moins l'énergie critique nécessaire pour initier le détachement d'une goutte. Si elle présente l'avantage de donner un cadre de travail clair pour traiter le détachement par la pluie en fonction de l'énergie

cinétique, on peut se questionner sur la représentativité de telles proposition ne serait-ce que par rapport à des expérimentations à l'échelle décimétrique. En effet, des expériences comme celles de Parsons et Stone (2006) montrent que pour une énergie cinétique totale délivrée pendant la pluie donnée, les changements d'intensité et de forme du hyétogramme peuvent changer la masse détachée jusqu'à 65 %. Il paraît donc plus pertinent de travailler en termes de flux d'énergie et de flux de détachement, normalisé par la surface de sol exposée lors des expériences. Travailler en terme de flux lisse nécessite certaines variations de petite échelle, mais permet de fournir des informations à une échelle spatiale plus représentative. Afin de s'affranchir des problèmes d'unités évoqués ci-dessus, une normalisation par le flux d'énergie critique a été effectuée. Les données expérimentales seront donc ajustées, par classe granulométrique, selon la formulation suivante :

$$\phi_D(D) = \alpha(D) \times \left( \frac{\phi_e - \phi_{ec}}{\phi_{ec}} \right)^{\beta(D)} \quad (8.17)$$

où :

- $\phi_D(D)$  représente le flux de masse d'agrégats par classe granulométrique ( $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),
- $\alpha(D)$  et  $\beta(D)$  sont deux constantes à déterminer expérimentalement (exprimées respectivement en  $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et sans dimension),
- $\phi_e$  est le flux d'énergie cinétique de la pluie ( $\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),
- $\phi_{ec}$  est le flux d'énergie cinétique critique pour initier le détachement ( $\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). Ce terme est probablement fonction de la granulométrie, mais le jeu de données acquis lors des simulations de pluie en laboratoire n'a pas permis une telle distinction. Il a donc été fixé à  $10^{-4} \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ .

### 8.3.2 Développement de la paramétrisation

La paramétrisation proposée est basée sur le jeu de données collecté pendant les expériences de simulation de pluie menées avec le silt loam. Le choix de ce sol a été fait premièrement car il s'agissait de celui pour lequel les ajustements étaient les meilleurs. Deuxièmement, le silt loam présentait un comportement plus contrasté que le clay loam entre les différentes granulométries, suivant les énergies qui lui avaient été appliquées. Troisièmement ce sol a été testé dans des gammes d'intensité et d'énergie plus larges, ce qui permettait d'étendre la gamme de tests numériques. Quatrièmement, le clay loam avait surtout tendance à détacher des agrégats grossiers ( $> 500 \mu\text{m}$ ), et nous voulions dans le cadre de ces simulations essayer de nous affranchir d'un effet de stock pour les fractions les plus fines. Finalement, comme le but de ce chapitre n'était pas de tenter de reproduire correctement les observations menées sur le terrain, et étant donné que toutes les fractions étaient mises en mouvement pour les deux sols, ce choix ne nous a pas paru particulièrement pénalisant pour répondre aux questions que nous nous posons au cours de ce chapitre.

Pour chacune des expériences de simulation de pluie, les données des trois pas de temps ont été concaténées en un unique jeu de données. Cette opération a été effectuée pour deux raisons : premièrement effectuer une régression sur un nombre de point raisonnable (cinq points fois trois pas de temps, soit quinze points). Deuxièmement car lors des expériences de laboratoire,

Fraction	Diamètre moyen	$\alpha$ (g.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> )	$\beta$ (-)
0-50 $\mu m$	25 $\mu m$	$1,145.10^{-3}$	0.591
50-200 $\mu m$	125 $\mu m$	$1,884.10^{-3}$	0.550
200-500 $\mu m$	350 $\mu m$	$1,370.10^{-3}$	0.566
500-1000 $\mu m$	750 $\mu m$	$1,052.10^{-2}$	0.393
>1000 $\mu m$	1500 $\mu m$	$8.919.10^{-3}$	0.323
Masse totale	-	$2,124.10^{-2}$	0.445

Tab. 8.1 – Paramètres issus de l’ajustement du flux de mise en mouvement par le flux d’énergie cinétique normalisé pour les différentes fractions considérées dans le Chapitre 6, et le diamètre moyen associé à la fraction. « Masse totale » signifie que la régression a été faite toutes fractions granulométriques confondues, c’est pourquoi aucun diamètre n’est attribué à ces valeurs.

les temps de passage d’un pas de temps au suivant ont été définis en fonction des quantités de matériaux disponibles pour analyse au granulomètre laser. Or ces temps ont varié entre expériences. Il nous paraissait donc peu judicieux de fixer arbitrairement un temps pour passer de la régression d’un pas de temps à l’autre. Un ajustement de l’équation (8.17) a été effectué afin de déterminer les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  de chacune des granulométries. Ces paramètres sont résumés dans le tableau 8.1. Le coefficient de corrélation de Pearson entre flux de mise en mouvement mesuré et ajusté obtenu en utilisant toutes les fractions ainsi reconstruites vaut 62 %. Ce score n’est pas très élevé, ce qui reflète la combinaison de la variabilité dans le détachement en masse totale et le comportement contrasté entre fractions granulométriques observé au cours du Chapitre 6. La formulation ainsi proposée a remplacé dans les modèles l’équation (8.7) de détachement par la pluie.

## 8.4 Configuration des modèles et scénarios numériques

Dans le but d’analyser les résultats par classe granulométrique, chaque expérience a été menée avec le couple  $\alpha, \beta$  et le  $d_{50}$  correspondant à chaque classe granulométrique identifiée dans la paramétrisation (Tab. 8.1). Si le modèle PSEM\_2D n’est pas configuré comme multi-classe au sens d’un modèle tel que celui proposé par Hairsine et Rose (1992), autrement dit la conservation de la masse n’est pas strictement résolue pour chacune des classes, multiplier les expériences par 5 simulations (correspondant à 5 granulométries) a permis d’obtenir un résultat pour plusieurs classes d’agrégats.

Un des buts de ces simulations est de vérifier dans quelles mesures les variations des caractéristiques de la pluie influencent le transport de particules en sortie de versant. On a donc fait varier les caractéristiques de la pluie. 24 expériences ont été menées avec chacun des modèles. Deux intensités variables et deux énergies cinétiques constantes ont été utilisées. Les valeurs utilisées correspondent aux extrema des expériences réalisées pour développer la paramétrisation du détachement par la pluie (équation 8.17). Les simulations ont donc été menées à des intensités de 50 et 80 mm.h<sup>-1</sup> et des flux d’énergie cinétique de  $3,4.10^{-3}$  et  $7,2.10^{-2}$  J.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>. Dans les figures qui suivront, on désignera ces valeurs par  $I_{\min}$ ,  $I_{\max}$ ,  $E_{\min}$  et  $E_{\max}$  respectivement. De

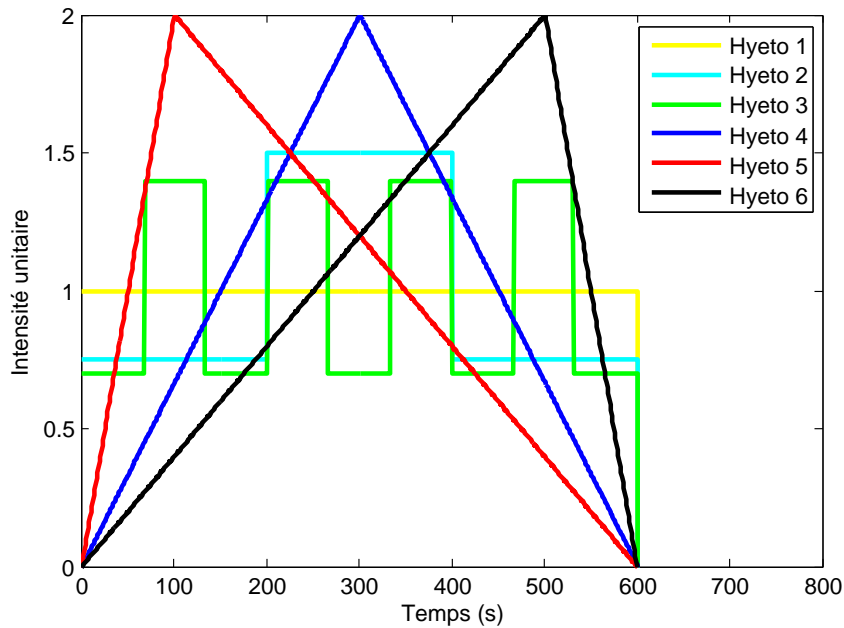


FIG. 8.3 – Hyétogrammes unitaires utilisés dans le cadre de ces simulations. Le terme « unitaire » signifie que ces hyétogrammes sont normalisés. La valeur 2 correspond à l'intensité maximale qui sera appliquée lors de l'évènement, par exemple  $80 \text{ mm.h}^{-1}$ .

plus, la forme du hyétogramme a été modifiée entre les expériences pour provoquer des variations dans l'écoulement. Au total, six hyétogrammes différents ont été proposés. Afin de permettre une comparaison entre chaque hyétogramme, leurs formes ont été adaptées pour qu'ils correspondent tous au même volume d'eau. Autrement dit, l'intégrale dans le temps de chaque hyétogramme est conservée d'une simulation à l'autre (Fig. 8.3). La durée de la pluie a été fixée de manière à atteindre et à conserver un régime permanent à l'exutoire du versant pour le hyétogramme 1. Pour les intensités visées, ce temps a été de l'ordre de 300 secondes. La pluie a ensuite duré 300 secondes, et a été arrêtée à 600 secondes. La fin de la simulation correspond à la fin de la phase de récession. Les simulations ainsi obtenues durent donc 1500 secondes (soit 25 minutes). Etant donné les intensités fixées, ce temps d'une demi-heure ne semble pas irréaliste dans un contexte méditerranéen (Nord et Esteves, 2007b). Un hyétogramme correspond à une intensité constante sur la durée de la pluie. Deux hyétogrammes ont été construits dans l'idée que la pluie peut montrer des intensités fortes localement au cours de l'orage. Ainsi, l'un a son intensité de pluie augmentée de 200 à 400, l'autre a de plus nombreux mais plus courts créneaux. Les trois autres hyétogrammes sont basés sur des variations plus continues, en forme de triangle. L'un est décentré vers la gauche, ce qui signifie un orage dont les fortes intensités arrivent tôt dans l'évènement, puis diminuent lentement. De la même manière, son symétrique a également été construit. Enfin, un hyétogramme triangulaire symétrique est proposé.

En plus de ces 24 scénarios de pluie, soit 120 simulations (deux intensités, deux flux d'énergie cinétique, 6 hyétogrammes et 5 granulométries), des expériences qui seront nommées « réfè-

Numéro	Intensité (mm.h <sup>-1</sup> )	$\phi_{ec}$ (J.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> )	Hyétoqramme	Détachement
1 → 6	50	3,4.10 <sup>-3</sup>	1 → 6	6 × 5 classes
7 → 12	50	7,4.10 <sup>-2</sup>	1 → 6	6 × 5 classes
13 → 18	80	3,4.10 <sup>-3</sup>	1 → 6	6 × 5 classes
19 → 24	80	7,4.10 <sup>-2</sup>	1 → 6	6 × 5 classes
« Référence »				
25 → 313	12 × les 24 simulations décrites ci-dessus			12 × Une classe

Tab. 8.2 – Récapitulatif des simulations effectuées. Les simulations « référence » ont été effectuées avec un détachement en masse totale (correspondant au couple  $\alpha, \beta$  labellisé « Masse totale » dans le tableau 8.1) selon une seule granulométrie, en faisant varier la granulométrie selon 12 valeurs différentes. Chaque simulation « multi-classe » a été effectuée cinq fois, correspondant à une granulométrie et le couple  $\alpha, \beta$  correspondant. La masse totale de ces dernières expériences est reconstituée comme la somme des différentes granulométries.

rence » par la suite ont également été menées afin de comparer les résultats de ces simulations qui emploient un détachement par classe granulométrique avec les stratégies de modélisation aujourd’hui employées, au sein desquelles le détachement se fait en masse totale, sans considération pour la granulométrie des particules. Les caractéristiques de forçage sont identiques aux simulations décrites ci-dessus. La différence réside dans le détachement par la pluie. Dans le cas de ces expériences de référence, le détachement n’est fait que selon une classe granulométrique. Autrement dit le couple  $\alpha$  et  $\beta$  de l’équation (8.17) ne dépend pas de la granulométrie dans toutes ces simulations. Il s’agit du couple labellisé « Masse totale » dans le tableau 8.1. 24 simulations ont alors été effectuées pour chacun des diamètres suivants : 5, 25, 50, 125, 250, 300, 350, 375, 500, 700, 1000 et 1500 microns. L’emploi de ces différents diamètres est nécessaire pour analyser correctement les résultats, car dans les modélisations actuelles, une des inconnues dans le choix des paramètres est de fixer a priori une taille de particule représentative de l’ensemble de la matrice du sol, ainsi que la vitesse de chute qui lui est associée. Ceci est d’autant plus vrai lorsque les simulations sont menées en utilisant un modèle numérique qui ne considère qu’une seule classe granulométrique. Le récapitulatif des expériences menées est présenté dans le tableau 8.2. Le modèle PSEM\_2D présentant des temps de calcul plus long que Turbillon. De ce fait, concernant ces expériences de référence, seules celles avec un diamètre de 25, 350 et 700  $\mu m$  ont été réalisées.

Finalement, quelques simplifications supplémentaires ont été ajoutées à ces simulations. Le modèle a ainsi été configuré de manière à ne pas provoquer d’érosion par ruissellement, pour pouvoir travailler dans un cadre où seul le détachement par la pluie et la sélectivité associée au transport par ruissellement étaient actifs. Ainsi, le coefficient  $\tau_{soil}$  qui détermine l’érodibilité du sol face à l’écoulement (Nord et Esteves, 2005) a été arbitrairement fixé à 100. Si cette valeur est irréaliste, elle permet de parfaitement isoler l’érosion provoquée par la pluie, en ne gardant de la lame d’eau que sa capacité à transporter les particules. De plus, afin de rendre les scénarios parfaitement comparables entre eux quant aux volumes d’eau ruisselés, et pour limiter d’éventuels problèmes numériques liés à des calculs sur de trop petites lames d’eau, l’infiltration a été fixée à zéro. Les paramètres utilisés lors de ces simulations sont résumés dans le tableau 8.3.

Paramètre	Unité	Valeur utilisée
$\rho_{\text{eau}}$	$\text{kg.m}^{-3}$	1000
$\rho_{\text{particules}}$	$\text{kg.m}^{-3}$	2000
$D_{50}$	$\mu\text{m}$	25, 125, 350, 750, 1500
$\tau_{\text{soil}}$	$\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$	100
$l_d$ initiale	m	0
$\varphi$	-	0.5
$f$	-	0.7, 1.2
$K_r$	$\text{s.m}^{-1}$	0.005

Tab. 8.3 – Paramètres utilisés pour les différentes simulations.

## 8.5 Résultats et discussion

### 8.5.1 Optimisation des solutions

Du fait de sa rapidité d'exécution, nous avons dans un premier temps réalisé des simulations qui ne sont pas détaillées dans le tableau 8.2 avec le modèle Turbillon, afin d'optimiser les solutions obtenues par le modèle. Par optimiser nous entendons limiter les oscillations numériques, mais aussi les erreurs de calcul du bilan de masse. Ce bilan est établi comme la somme des termes sources (ceux produisant de la masse, en l'occurrence le détachement par la pluie) moins la somme des termes puits (tels le dépôt et la masse exportée hors du versant). Il est calculé comme la différence relative de ces deux termes, soit de la manière suivante :

$$\text{Bilan} = \frac{(\text{Sources} - \text{Puits})}{\text{Sources}} \times 100 \quad (8.18)$$

Ainsi, ont été testés :

- les effets d'un calcul multi-classe par rapport à une multiplication des simulations mono-classes,
- un test de sensibilité au pas de temps de calcul,
- une approche de modélisation par double mode de transport : suspension et charriage.

La comparaison entre plusieurs calculs mono-classe et un seul calcul était nécessaire pour permettre une réelle comparaison entre les deux modèles, puisqu'un seul était capable d'un calcul multi-classe. Les simulations menées dans le cas d'un calcul mono-classe généraient des débits solides à l'exutoire plus importants que les simulations effectuées en configuration multi-classe. Nous avons attribué ces résultats aux effets d'interaction entre classes dans le cas des simulations multi-classes. En effet, le dépôt de particules grossières dans la couche pré détachée (labellisée  $l_d$  dans la figure 8.2) va limiter le possible ré-entraînement par l'écoulement des particules les plus fines. Cet effet a été particulièrement sensible pour les particules les plus fines (de diamètre moyen  $25 \mu\text{m}$ ).

De manière générale, les oscillations numériques ont été observées une fois la pluie stoppée, lors de la diminution de la lame d'eau. Les petites lames d'eau sont en effet les plus propices aux instabilités numériques, car elles impliquent des divisions par des termes petits, avec un risque

de calculer ainsi de très fortes concentrations. Ces concentrations élevées résultent en un dépassement de la capacité de transport qui va provoquer du dépôt localisé. De plus, de petites lames d'eau nécessitent de repenser aux mécanismes de transport impliqués dans la modélisation. En effet, une analyse spatialisée des résultats nous a montré que les lames d'eau générées étaient au maximum (pendant le régime permanent de l'hydrogramme) comprises entre 0.1 et 1.5 centimètres. Les vitesses associées étaient comprises entre 1 et 40  $\text{cm.s}^{-1}$ . Dans des conditions d'écoulement plus faible, la lame d'eau était plutôt d'ordre de grandeur millimétrique avec des vitesses de l'ordre de la dizaine de centimètres par seconde. Or nous modélisons la dynamique de particules dont le diamètre va jusqu'à 1.5 millimètres. Il est peu probable que de telles particules se déplacent en suspension, comme nous le supposons implicitement en utilisant l'équation (8.5), mais plutôt proche du fond de la lame d'eau. Pour être en accord avec cette vision du transport, nous avons modifié le profil de concentration des particules dans la lame d'eau en fonction de la granulométrie des particules. Le profil a été conservé homogène pour les classes les plus fines, et a progressivement été stratifié en allant vers les grossières. Une autre façon d'exprimer cette modification est de dire que les grossières ont été transportées plutôt sous la forme de charriage, tandis que les fines ont plutôt été transportées en suspension. Nous avons donc modifié le paramètre  $\varphi$  de l'équation (8.11), en le diminuant de plus en plus en allant vers les classes les plus grossières. Nous l'avons ainsi fait varier de 1 à 0.02. Tout autre paramètre conservé identique, l'introduction de ce principe a permis de limiter des oscillations numériques autrement observées pendant la récession.

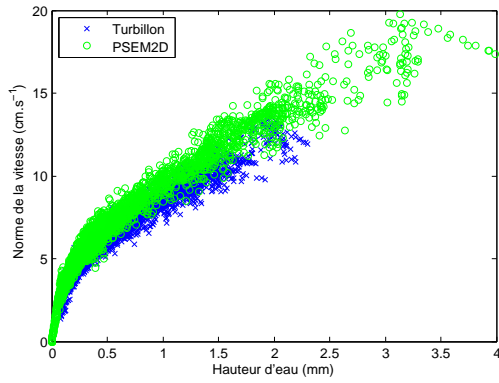
Finalement, un test de sensibilité au pas de temps de calcul a permis de définir qu'un pas de temps de une seconde semblait un bon compromis entre temps de calcul et précision des solutions obtenues.

Suite à ces tests, nous avons effectué la totalité des simulations qui vont suivre selon les modifications suivantes : calcul mono-classe, avec stratification du profil de concentration des particules grossières, et pas de temps de calcul fixé à une seconde. Confirmant l'hypothèse de problèmes numériques dus à des petites lames d'eau, les bilans ont été les moins bons dans le cas des hyétogrammes générant les plus faibles lames d'eau en début de simulation (hyétogrammes 4 et 6). Suite aux modifications que nous venons d'évoquer, ces bilans ont été réduits entre -11.5% et -0.6%, avec une moyenne de -3.8%. Nous avons considéré ces bilans comme acceptables pour la suite de l'étude.

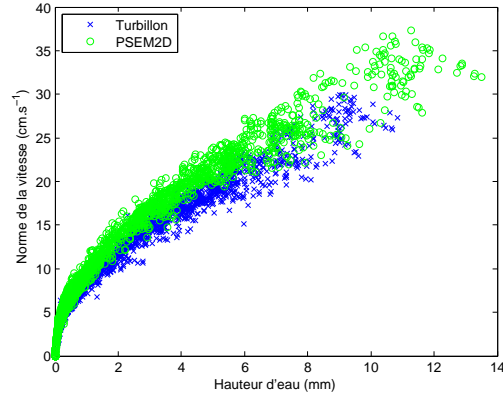
### 8.5.2 Comparaison des champs d'écoulement

Puisque le transport de particules est contrôlé par les conditions d'écoulement nous avons dans un premier temps voulu tester la différence induite par les deux paramétrisations du frottement et de la résolution des équations de Saint Venant entre les deux modèles. En ce sens, nous avons choisi de comparer trois cas de figures contrastés de l'hydrogramme numéro 1 : en début de simulation, pendant la montée au pic (60 secondes) ; en fin de régime permanent (600 secondes) ; pendant la période de récession (780 secondes), lorsque l'épaisseur des lames d'eau est encore suffisante pour disposer d'un nombre de points suffisant. Les résultats sont présentés en figure 8.4. Les ordres de grandeurs des hauteurs d'eau simulées sont comparables, même si PSEM\_2D a

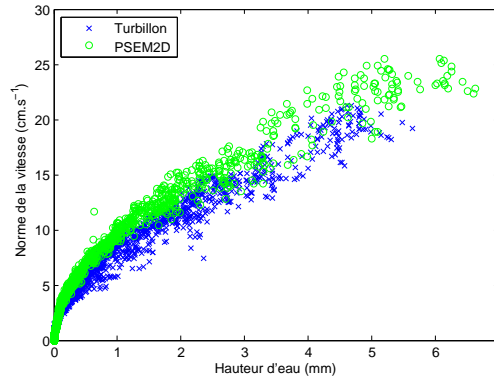




(a) Temps de calcul : 60 secondes.



(b) Temps de calcul : 600 secondes.



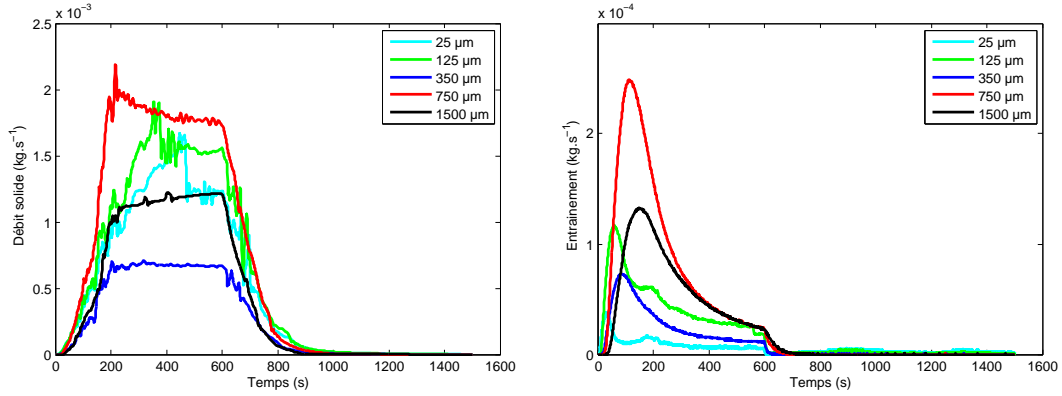
(c) Temps de calcul : 780 secondes.

FIG. 8.4 – Relation entre hauteur et norme de la vitesse de l'écoulement obtenue pour les deux modèles, en tout point du domaine et à un pas de temps donné, au bout de a) 60 secondes, b) 600 secondes et c) 780 secondes de simulation. Les résultats sont ici présentés pour la simulation 13. Notez que les axes des abscisses et des ordonnées diffèrent entre les différentes figures.

tendance à générer ponctuellement des lames d'eau plus importantes que Turbillon. Il présente également des vitesses supérieures. Au pas de temps 60 secondes, les vitesses calculées par PSEM\_2D sont en moyenne 1.2 fois plus importantes que celles calculées par Turbillon, tandis qu'au pas de temps 600 secondes, ce rapport est de 1.4. Ces différences ne sont pas négligeables. Elles sont attribuables à la différence de paramétrisation du terme de frottement.

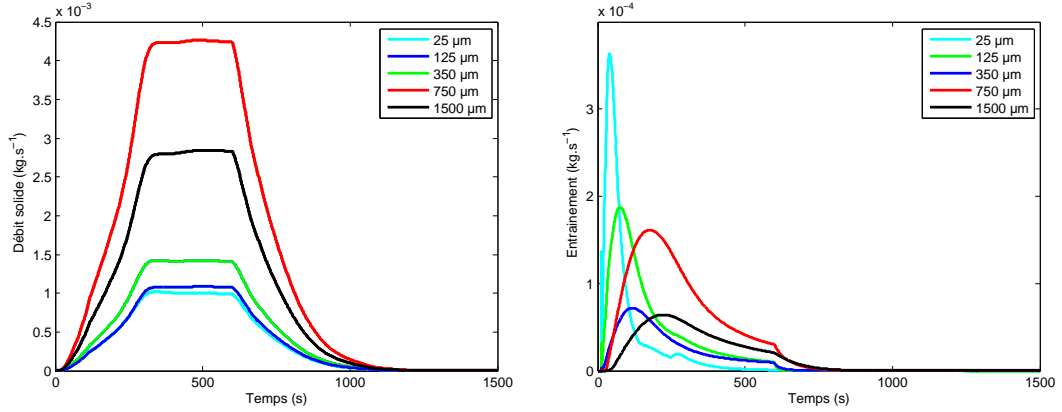
### 8.5.3 Masses de particules exportées du versant : effets respectifs du transport et de la production

Les résultats typiquement obtenus lors des simulations menées pour le hyétogramme 1 sont présentés en figure 8.5. Dans le cas d'un forçage constant, le débit solide augmente avec le temps jusqu'à ce que le régime permanent du ruissellement se mette en place, au bout de 200 à 300 secondes. On notera que PSEM\_2D présente des oscillations numériques qui ne sont pas présentes



(a) PSEM\_2D, Débit solide

(b) PSEM\_2D, Entraînement



(c) Turbillon, Débit solide

(d) Turbillon, Entraînement

FIG. 8.5 – Comparaison entre le débit solide à l'exutoire (à gauche) et la somme sur le versant du terme d'entraînement (à droite) tels que simulés pour la première simulation par PSEM\_2D (en haut) et Turbillon (en bas), pour le hétérogramme 1. Notez la différence d'un ordre de grandeur entre le terme d'entraînement et celui de débit solide.

dans les résultats obtenus par Turbillon. Ces oscillations restent néanmoins relativement faibles. Le débit solide se stabilise lorsque le régime permanent est atteint dans le cas de Turbillon, tandis que cette stabilisation est très dépendante de la fraction granulométrique considérée dans le cas de PSEM\_2D. Lorsque la pluie s'arrête à 600 secondes de simulation, le débit solide de chacune des fractions diminue, signe d'une baisse des hauteurs et des vitesses de l'écoulement qui ne peuvent plus maintenir en suspension ni transférer à l'exutoire du versant les masses transportées auparavant. Cette transition abrupte est bien simulée par les deux modèles. Les oscillations numériques présentes dans PSEM\_2D ne sont pas amplifiées.

Les ordres de grandeurs entre modèles sont comparables, mais Turbillon exporte globalement des masses plus importantes. Les différences entre modèles en valeur absolue sont les plus importantes pour les fractions granulométriques les plus grossières (750  $\mu m$  et 1500  $\mu m$ ). Les différences relatives entre fractions les plus importantes entre modèles sont observées pour la fraction 25  $\mu m$ . Le terme d'entraînement est très faible dans le cas des simulations menées avec

PSEM\_2D pour la fraction  $25\ \mu m$ , signe que très peu de dépôt se produit : la grande majorité des particules de cette fraction sont transportées vers l'exutoire. Inversement, ce terme d'entraînement est le plus important pour la fraction  $750\ \mu m$ , de même que le terme de débit solide. Ceci est lié au fait que cette fraction est celle pour laquelle la production est la plus importante. Dans le cas du modèle Turbillon, on observe principalement des différences liées à la production par fraction. Le fort entraînement qui se met en place dans les premiers temps de la simulation est lié à l'entraînement de la production rapide du début de simulation lorsque l'écoulement se développe.

La quantité de sol exportée en sortie de versant est dépendante de la granulométrie considérée (Fig. 8.6), ce qui reflète des différences à la fois dans le transport et dans le détachement. Ainsi la

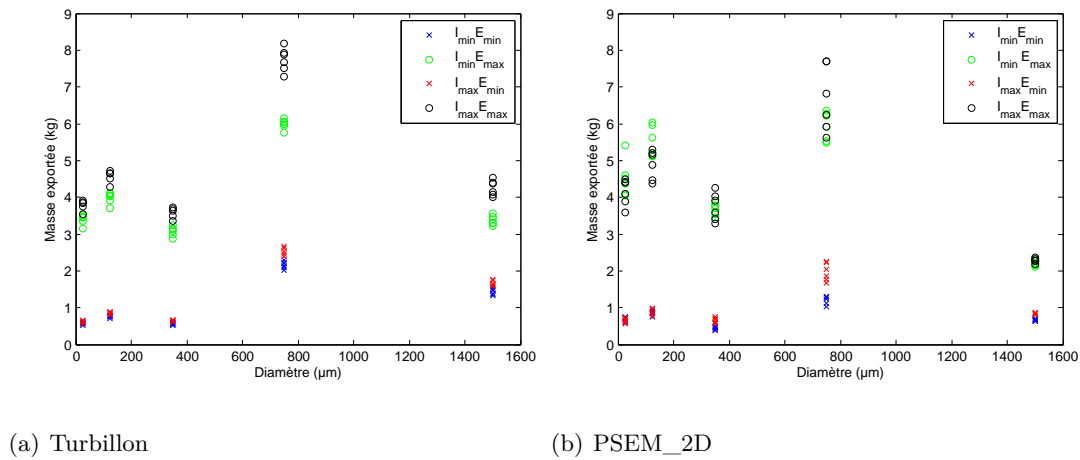


FIG. 8.6 – Masse de particules exportée à la fin de l'événement pour toutes les simulations, divisée entre les scénarios à faible et forte intensité de pluie et de flux d'énergie cinétique, en fonction de la granulométrie considérée. Les termes « min » et « max » de l'énergie cinétique et de l'intensité de la pluie sont les extrema présentés dans le tableau 8.2. Chaque série est composée de six points, correspondants aux six différents hyétogrammes.

masse moyenne exportée sur toutes les simulations, donc pour toutes les conditions de transport et de production, est dans le cas des simulations menées avec Turbillon 2.3 fois plus importante pour les agrégats de diamètre  $750\ \mu m$  que pour les agrégats de diamètre  $350\ \mu m$ . Elle est même 2.2 fois plus importante pour ces agrégats de  $750\ \mu m$  que pour les agrégats de  $25\ \mu m$ , malgré un facteur 30 sur le diamètre. Ce résultat contre-intuitif vient simplement de la différence dans le terme de production (Tab. 8.1). En effet, la classe des agrégats de  $750\ \mu m$  est celle dont la production est la plus importante. Dans les conditions des simulations menées, les variations de l'énergie cinétique de la pluie sont les plus importantes à prendre en compte dans l'export des agrégats. Quelles que soient les conditions de ruissellement (i.e. quelle que soit l'intensité de pluie), la moyenne des masses exportées est 4.5 fois plus importante à forte énergie qu'à faible énergie. Comparativement, à une énergie donnée, les différences d'intensité ne font varier les masses exportées que d'un facteur 1.2 (Fig. 8.6). Les masses transférées à l'exutoire du versant sont donc, dans le cadre de ces simulations, bien plus dépendantes de l'énergie cinétique de la pluie que de son intensité. Autrement dit, elles sont bien plus dépendantes de la fonction de

production que des conditions de transport, ce qui souligne l'intérêt d'une description correcte du détachement par classe granulométrique.

Comparativement, PSEM\_2D calcule des masses transférées à l'exutoire du versant plus faibles que Turbillon, en accord avec les résultats bruts de débit solide (Fig. 8.5). Il présente des différences moindres entre intensités lorsque l'énergie est plus forte, et ce quelles que soient les fractions granulométriques. Ce modèle semble donc plus sensible à la quantité de particules dans la lame d'eau qu'aux conditions de transport. On peut invoquer des dépassements locaux de la capacité de transport pour expliquer de tels résultats. Couplé au fait que PSEM\_2D recalcule la topographie à chaque pas de temps, de tels dépôts auraient plus de chance d'affecter les résultats que dans Turbillon. Ce raisonnement serait en accord avec le fait que PSEM\_2D transporte moins de particules à l'exutoire du versant malgré des couples hauteur vitesse plus importants. Ceci est particulièrement vrai pour les fractions grossières, qui sont beaucoup plus retenues sur le versant. A titre d'exemple, entre 0.6 et 2.4 kg de particules de la fraction représentée par le diamètre 1500  $\mu\text{m}$  sont exportés par PSEM\_2D, contre 1.3 à 4.5 pour Turbillon. Il reste toutefois intéressant de noter que, malgré ces différences dans les résultats obtenus entre ces deux modèles, nous retrouvons pour PSEM\_2D comme pour Turbillon un comportement important, à savoir l'importance de l'énergie cinétique de la pluie par rapport à son intensité. En effet, les masses transférées à l'exutoire du versant sont en moyenne trois à sept fois, selon la fraction granulométrique considérée, plus importants lorsque l'énergie est forte que lorsqu'elle est faible. En comparaison, des différences d'intensité de pluie, donc de ruissellement, ne provoquent que des différences allant de 10% à 40%, selon la fraction granulométrique considérée. Les deux modèles s'accordent donc sur l'importance relative d'une bonne description du détachement par fraction granulométrique par rapport au transport par ruissellement, dans le cadre des simulations que nous avons menées.

Les masses transférées à l'exutoire du versant sont la combinaison à la fois du détachement et du transport par ruissellement. Afin de comparer les masses exportées en s'affranchissant de ces différences de production dans le transfert en sortie de versant, la masse exportée sera normalisée par la masse produite. Ce rapport sera désigné sous l'acronyme SDR, pour *Sediment Delivery Ratio*, en référence au concept nommé par Walling (1983) (cité par Fryirs (2012)) pour quantifier la part des sédiments exportée depuis les versants aux rivières. Autrement dit :

$$\text{SDR} = 100 \times \frac{\text{Masse exportée}}{\text{Masse produite}} \quad (8.19)$$

L'analyse de ce rapport pour les différentes fractions granulométriques considérées (Fig. 8.7) permet d'isoler l'effet du transport par rapport à la figure 8.6. Ce ratio diminue avec l'augmentation du diamètre, en moyenne sur les simulations menées avec Turbillon de 81% pour les plus fins à 68% pour les plus grossiers. Ces pourcentages reflètent la dépendance de la vitesse de chute au diamètre des particules, donc les quantités exportées par rapport à celles retenues sur le versant. Les résultats de ce modèle indiquent que le SDR est globalement plus important dans le cas de fortes conditions de ruissellement, avec un SDR moyen de 79% dans le cas de fort ruissellement contre 68% en cas de faible ruissellement, ce qui est logique puisque de plus forts ruissellements vont faciliter le transfert de particules vers l'exutoire. Les énergies les plus faibles génèrent un SDR moyen de 76%, contre 71% dans le cas d'énergies fortes. Ceci peut être expliqué

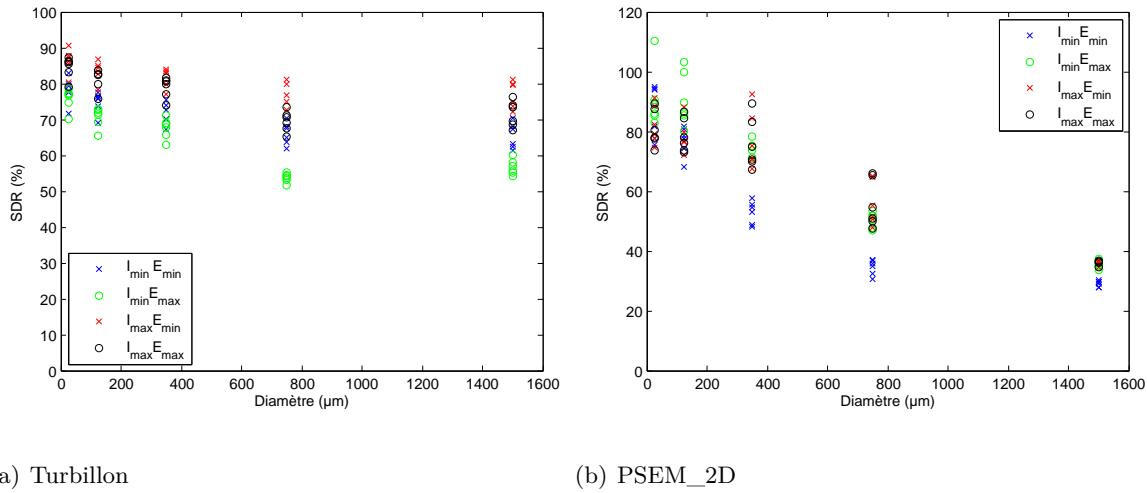


FIG. 8.7 – *Sediment delivery ratio* pour chacune des fractions granulométriques, pour toutes les simulations.

par un dépassement de la capacité de transport plus fréquent dans le cas de fortes énergies, ce qui va provoquer plus de dépôt et donc un plus faible SDR. Les différences entre les différents hyétogrammes sont faibles, de l'ordre de 8% en moyenne. Les valeurs de SDR sont importantes, ce qui est probablement lié à la valeur importante de l'intensité de pluie utilisée, et où nous ne considérons pas d'infiltration.

Les résultats obtenus avec PSEM\_2D contrastent avec ceux obtenus par Turbillon. Trois points présentent des SDR supérieurs à 100%, mais ces simulations sont celles pour lesquelles le bilan de masse a été particulièrement mauvais, compris entre 32 et 37%. Une tendance forte à la diminution des masses transférées en sortie de versant avec l'augmentation de la granulométrie est observée. Le SDR chute en moyenne de 94% pour les particules les plus fines à 36% pour les particules les plus grossières. En moyenne, les simulations menées à fort ruissellement font augmenter le SDR de 66 à 71%. Les changements dans les conditions de ruissellement semblent donc moins importants que pour les résultats obtenus avec Turbillon. L'augmentation de l'énergie cinétique de la pluie augmente le SDR moyen de 66% à 71%. On notera en particulier que les simulations menées à plus faible ruissellement et énergie cinétique de la pluie ont un SDR plus faible que celles menées à faible ruissellement mais plus forte énergie. Autrement dit, la plus forte production de particules facilite leur export. La seule interprétation que nous voyons à ce résultat serait que la modification de la microtopographie, spécificité de ce modèle, entrave le cheminement des particules dans des conditions de faible détachement. Ce résultat reste tout de même surprenant et mériterait d'être étudié plus en profondeur.

Quoi qu'il en soit, un résultat intéressant de ces calculs est lié aux valeurs absolues de SDR obtenues dans le cadre de ces simulations. Ces valeurs sont comprises entre 51% et 91% pour le modèle Turbillon, et entre 28 et 100% pour le modèle PSEM\_2D (si les points dépassant les 100% sont exclus de l'analyse). Elles soulignent donc l'intérêt de prendre en compte un détachement dépendant des classes granulométriques à l'échelle du versant. En effet, ces valeurs signifient qu'une forte proportion de la masse détachée est transférée à l'exutoire du versant.

#### 8.5.4 Intérêt de la prise en compte d'un modèle à plusieurs classes de granulométrie dès le détachement

Dans les modèles numériques qui considèrent plusieurs classes granulométriques, la variabilité des tailles de particules générées dès le détachement par la pluie n'est pour l'instant, à notre connaissance, pas prise en compte. Un des buts de ces simulations est donc d'étudier dans quelle mesure cette variabilité influence les masses de particules exportées en sortie de versant. Pour ce faire, le jeu de simulations prenant en compte un détachement par classe granulométrique dès le détachement que nous venons d'analyser a été comparé à une série de simulations détachant une masse totale, à laquelle un diamètre arbitraire a été attribué. Devant la difficulté de définir un diamètre a priori, nous avons mené une série de 288 simulations, correspondant aux 12 diamètres défini dans la section 8.4 pour Turbillon. Etant donné les temps de calcul plus longs de PSEM\_2D, pour cet exercice seuls les diamètres 25, 350 et 700  $\mu m$  ont été utilisés. La sélectivité granulométrique ne s'effectue dans ce dernier cas de figure que lors du ruissellement, et pas lors du détachement. Ces simulations de référence ont été comparées à la reconstitution de la masse totale exportée dans les expériences numériques menées avec plusieurs granulométries. Dans ce cadre, il nous est apparu important de comparer à la fois les simulations menées avec le modèle Turbillon multipliant les expériences avec une seule classe, les simulations au cours desquelles cinq classes sont utilisées et où une interaction se produit dans la couche pré-détachée, et les simulations menées par PSEM\_2D. En d'autres termes, nous avons calculé la masse recomposée en sommant les cinq fractions calculées au cours de chacune des simulations numérotées 1 à 24 dans le tableau 8.2, et les avons comparées aux simulations numérotées 25 à 313.

Les résultats obtenus (Fig. 8.8) montrent que les simulations menées avec un détachement qui ne distingue pas de classes granulométriques et celles incluant la paramétrisation développée au cours de cette thèse divergent. Les expériences menées avec un détachement en masse totale et dont les tailles sont discriminées au cours du ruissellement montrent des masses transportées en sortie de versant soit surestimées soit sous-estimées par rapport à celles menées avec un détachement par classe granulométrique. Les résultats convergent pour des granulométries intermédiaires, ce qui est fort probablement associé à de la compensation d'erreur entre masse exportée pour les particules grossières et les fines. Ce résultat est logique dans le sens où les expériences menées avec un détachement par classe granulométrique vont faire transiter sur le versant différentes fractions granulométriques, avec une sélectivité propre à chacune. En utilisant pour ce test les simulations menées en mono-classe, nous nous affranchissons de la gestion des interactions entre classes. Néanmoins la sélectivité associée au dépôt préférentiel de certaines fractions va générer des différences entre simulations, et donc générer la dispersion observée dans la figure 8.8. Afin d'analyser plus finement les résultats obtenus par ces simulations nous avons choisi d'analyser le rapport entre masse exportée dans la simulation de référence et somme des masses exportées par les simulations avec cinq classes. Autrement dit, on analyse le ratio défini comme :

$$\text{Ratio} = \frac{\text{Masse exportée}_{\text{référence}}}{\sum_{d=1}^5 \text{Masse exportée}_d} \quad (8.20)$$

Les résultats obtenus sont présentés dans la figure 8.9. Le ratio calculé selon l'équation (8.20) est attribué à la classe granulométrique utilisée au cours des simulations de référence. Analysons

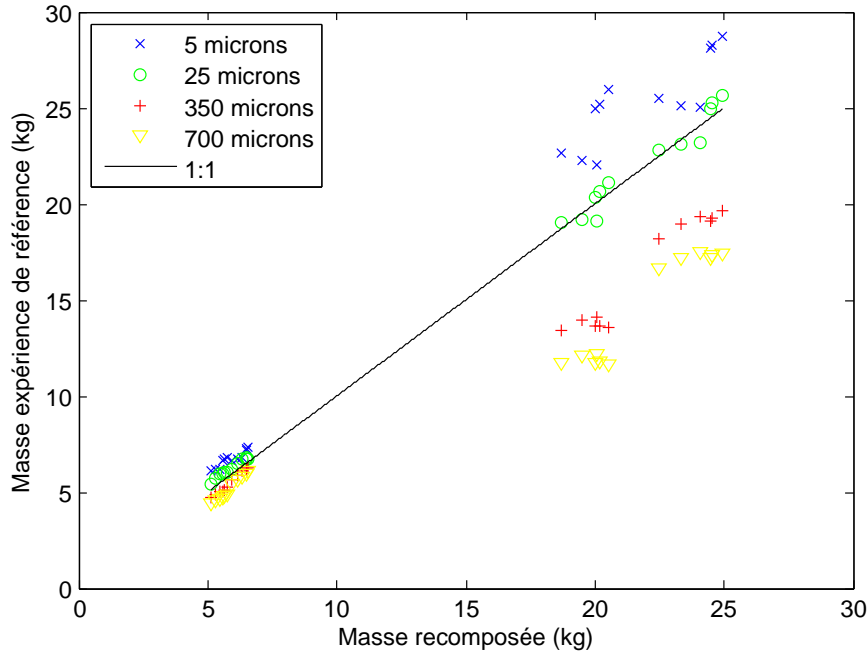


FIG. 8.8 – Comparaison entre la masse exportée au cours des simulations de référence et celle recomposée à partir de la somme des différentes fractions granulométriques. Le trait continu indique le point où les simulations convergent vers un résultat équivalent. Chaque série correspond à une taille de particule dans les expériences de référence. Ce résultat a été obtenu en recomposant la masse depuis des simulations mono-classe.

dans un premier temps le cas où nous avons multiplié les simulations avec une seule classe granulométrique avec le modèle Turbillon (Fig. 8.9(a)). On remarque dans un premier temps que les simulations de références menées avec les granulométries extrêmes surestiment ou sous estiment systématiquement les résultats par rapport à des simulations menées avec un détachement considérant différentes fractions dès le détachement. Ces différences vont de +25% pour la valeur maximale des simulations menées à un diamètre de  $5 \mu m$  à -55% pour la valeur la plus faible des expériences menées à  $1500 \mu m$ . Elles sont en moyenne comprises entre +15% pour les simulations de références menées à  $5 \mu m$  et -33% pour les simulations de références menées avec un diamètre de  $1500 \mu m$ . Ce résultat est logique dans le sens où ne faire transporter sur le versant que des particules très fines ou très grossières va forcément résulter en des masses différentes d'un mélange de ces différentes fractions. Il est ainsi également logique de voir les simulations produisant les plus fortes masses (labellisées «  $E_{max}$  ») exacerber les différences entre simulations, de la même manière que l'augmentation du ruissellement tend à tamponner ces différences en facilitant le transport de toutes les fractions granulométriques.

Il est en revanche intéressant de noter que les simulations convergent vers des masses transférées en sortie de versant équivalentes pour certains diamètres. Ainsi, les simulations de références menées avec un diamètre de 25, 50 et  $125 \mu m$  ont des rapports entre masse des deux différents types de simulations (simulations de référence et simulations considérant un détachement par classe granulométrique) qui convergent vers 1 dans le cas des simulations mono-classe menées

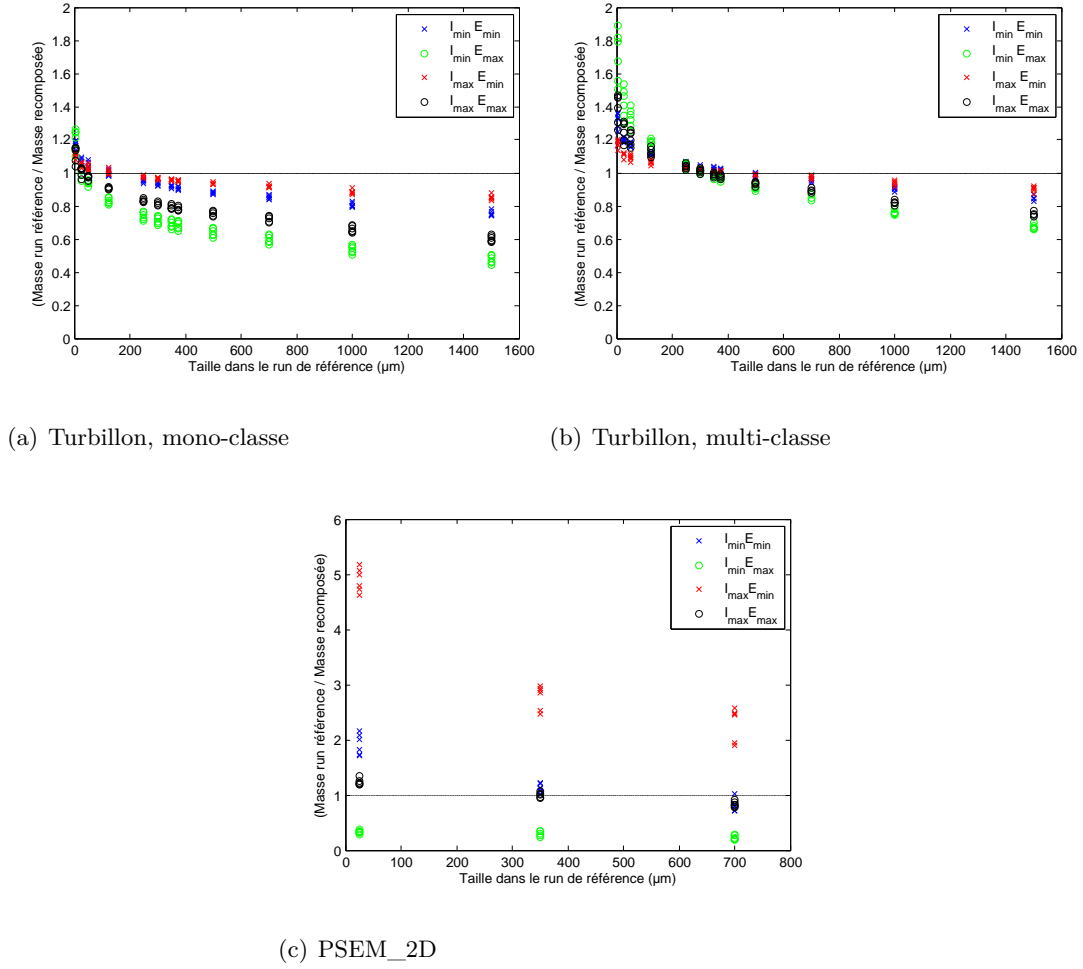


FIG. 8.9 – Evolution du ratio entre masse exportée en sortie de versant pour les simulations de référence, pour différentes granulométries utilisées dans la simulation de référence. Le trait continu indique le point où les simulations convergent vers un résultat équivalent.

avec Turbillon (Fig. 8.9(a)). Cette valeur correspond à un cas où les points seraient alignés avec la première bissectrice dans la figure 8.8. La valeur moyenne de ce rapport pour ces trois diamètres est respectivement de 1.03, 0.99 et 0.94. Autrement dit, pour ces diamètres « équivalents » les masses transférées en sortie de versant sont similaires. Le diamètre pour lesquels ces simulations convergent le plus serait donc  $50 \mu m$ .

Le même comportement est observé dans le cas de simulations multi-classes à la fois dans le détachement et le transport (Fig. 8.9(b)). Les valeurs du ratio sont globalement plus élevées que lors des simulations précédentes (Fig. 8.9(a)), ce qui signifie que les masses recomposées sont plus faibles. Ce résultat est cohérent avec le fait que les simulations en multi-classe intègrent des interactions dans la couche pré détachée qui vont limiter le transport des particules. Ainsi, pour Turbillon en mode multi-classe le faisceau de courbe est décalé vers le haut par rapport aux simulations menées en mono-classe. Le diamètre équivalent, tel que défini précédemment, s'en trouve changé. Les valeurs moyennes du rapport entre types de simulations sont de 1.02, 1.00 et 0.99, respectivement pour les simulations menées avec un diamètre de référence de  $300 \mu m$ ,  $350$



$\mu m$  et  $375 \mu m$ . La dispersion est faible : le rapport entre la valeur maximale et minimale à ces trois diamètres vaut respectivement 7.5%, 8% et 11 %. Le diamètre équivalent serait donc dans le cas de ces simulations de  $350 \mu m$ .

On constate par cette simple différence de configuration entre modèle la sensibilité du calcul effectué. Le diamètre équivalent varie de 50 à  $350 \mu m$ . Nous avons donc analysé dans un troisième temps les résultats obtenus avec PSEM\_2D (Fig. 8.9(c)). Les résultats sont pour ce modèle encore plus contrastés. On trouve jusqu'à un facteur cinq entre les simulations considérant un détachement par classe granulométrique et celles ne le considérant pas. Cette différence est maximale lorsque le ruissellement est maximal et l'énergie est minimale. Deux facteurs sont impliqués dans ces très fortes différences : d'une part la difficulté pour les particules de diamètre  $1500 \mu m$  à être transférées à l'exutoire du versant, comme nous l'avons vu en analysant le SDR, qui était pour ce modèle et cette fraction granulométrique compris entre 30% et 40%. D'autre part, les particules les plus fines sont facilement exportées par le modèle. Nous avons en effet calculé des SDR compris entre 78% et 100% pour les particules fines. C'est pourquoi les deux types de simulations divergent tant lorsque les expériences de référence sont menées avec un diamètre de  $25 \mu m$ . Les différences restent fortes pour les deux autres jeux de simulations qui ont pu être menées avec ce modèle. Le rapport entre les deux types de simulations est compris entre 0.2 et 2.6 pour des simulations menées avec un diamètre de  $350 \mu m$ , entre 0.2 et 3.0 lorsque les simulations de références sont menées avec un diamètre de  $700 \mu m$ . Il semblerait donc que ces simulations désignent  $350 \mu m$  pour être le diamètre équivalent, mais étant donné la forte dispersion dans le jeu de données, il est difficile de conclure sur ce point.

## 8.6 Conclusions

Les modélisations numériques de l'érosion à l'échelle du versant considèrent rarement la granulométrie des agrégats autrement que par un diamètre médian. Quand cette taille est explicitement prise en compte, elle ne l'est souvent qu'au travers d'une sélectivité s'opérant dans la lame d'eau, indifféremment du forçage. L'étude numérique menée dans le cadre de ce chapitre à l'aide de deux modèles différents a montré que :

- La sélectivité du détachement par l'impact des gouttes de pluie est importante à prendre en compte pour estimer les masses des particules transportées à l'exutoire d'un versant.
- Dans certaines conditions, qui restent à préciser et semblent difficile à définir à priori, considérer une seule taille de particule peut toutefois mener à des masses exportées qui convergent vers celles d'un modèle multi-classes. Les variations de l'énergie de la pluie, donc de la fonction de production, sont celles qui font le plus diverger les deux types de simulations.
- Dans le cadre des simulations menées, l'intensité de la pluie, sa répartition temporelle ainsi que les variations d'énergie sont importantes à considérer. L'énergie cinétique de la pluie est le facteur le plus important à prendre en compte dans les variations des masses exportées.

Suite à cette étude, de nombreux points restent encore à approfondir. Par manque de temps, une analyse détaillée des simulations menées ne nous a pas permis de comprendre pourquoi ces bilans de masse étaient parfois mauvais, ce qui limite la confiance que l'on peut avoir en ces

résultats. Une première étape serait de comprendre et d'améliorer ce point. Ceci permettrait de rapprocher les résultats obtenus par les deux modèles et poserait de nouvelles questions quant à la robustesse des conclusions selon qu'ils convergent ou divergent. Ce serait alors un point de départ pour tendre vers des simulations plus réalistes, considérant l'infiltration, utilisant des données réalistes de forçage et incluant l'érosion par ruissellement. La modélisation numérique nous paraît ainsi un bon outil pour améliorer notre compréhension des processus à l'œuvre sur le terrain, et nous permettre notamment de distinguer l'importance relative de l'érosion par la pluie par rapport à l'érosion par ruissellement dans les résultats présentés au cours du Chapitre 7. Tester la sensibilité des masses transférées par fraction granulométrique aux différents paramètres du modèle permettrait de plus de guider de futures expériences de laboratoire et de terrain.

## Synthèse de l'étude et nouvelles questions associées

Alors que le Chapitre 7 n'avait pas permis de trancher quant à l'importance de prendre en compte un détachement sélectif, ou n'avait en tout cas permis que de suggérer des pistes, nous avons au cours de ce chapitre pu montrer l'importance de considérer une telle conceptualisation. Dans le cadre précis de cette thèse, deux résultats semblent intéressants à retenir. Le premier est l'importance de la fonction de production des particules. Via le découplage opéré lors de ces exercices numériques entre l'intensité de la pluie et son énergie cinétique, nous avons pu montrer l'impact sur les masses transférées en sortie de versant de la production des particules. Ces résultats sont un prolongement des observations de laboratoire faites au cours du Chapitre 6 où nous avons vu l'importance de l'énergie cinétique sur le détachement. De plus, au cours des observations de terrain faites au cours du Chapitre 7, nous avons vu que la masse transférée à l'exutoire du versant était corrélée à l'énergie cinétique de la pluie, mais n'avions pu conclure du fait de la corrélation probable entre énergie cinétique et intensité de la pluie. Nous apportons ici un indice supplémentaire quant à l'importance du détachement par la pluie sur les masses transférée à l'exutoire d'un versant.

La deuxième information utile est celle des valeurs de *sediment delivery ratio* obtenues dans le cadre de ces modélisations. Nous avons vu qu'il était majoritairement plus important que 50% quelle que soit la fraction granulométrique. Cette information est intéressante car elle signifie que toute cette masse transportée par fraction à l'exutoire de la parcelle sera autant de granulométries variées qui pourraient être délivrées au réseau hydrographique. Nous avons évoqué au cours du Chapitre 4 que le mode grossier des particules agrégées mesurées à l'exutoire du bassin versant pouvait être mesuré par apport depuis les versants. Après avoir mesuré des particules de telle taille en sortie de versant en conditions naturelles au cours du Chapitre 7, nous apportons grâce à cette modélisation un indice supplémentaire comme quoi ces particules grossières pourraient provenir des versants. Cependant, nous garderons à l'esprit que le cadre de ces modélisations était propice au transport des particules, avec de fortes intensités de pluie et une infiltration nulle. Néanmoins, le temps de la pluie simulé était de 10 minutes, de telles intensités ne semblent donc pas non plus des cas irréalistes.







## **Chapitre 9**

### **Conclusions et perspectives**

## Rappel du cadre de travail

Ce travail de thèse se proposait d'étudier les particules générées par érosion hydrique, sous l'angle de la granulométrie et via une approche multi-échelle, allant du processus local de versant à l'exutoire d'un petit bassin versant. Une étude de la granulométrie des particules a été effectuée en conditions naturelles, à l'échelle d'un bassin versant de tête ( $\approx 20 \text{ km}^2$ ) et à l'échelle temporelle de la crue. Ce travail nous a permis de poser différentes hypothèses pour expliquer les processus responsables des résultats observés. Nous avons ensuite comparé la conceptualisation des particules telle que faite sur les versants à celle existante pour les particules transportées dans les grandes rivières de plaine. Nous avons suggéré qu'il était pertinent de s'intéresser aux processus ayant lieu sur les versants, lorsque l'objet d'étude est le bassin versant de tête. Nous avons de plus mis en évidence que les processus de désagrégation et floculation étaient responsables de variations de taille de particules de sol, comportement qui n'avait à ce jour pas encore été montré.

Concernant les processus de versant, nous avons ainsi décidé de porter une attention particulière aux effets de la pluie sur la granulométrie des particules mises en mouvement. Suite à des expériences de laboratoire, une tendance à l'augmentation de la désagrégation avec l'augmentation de l'énergie cinétique de la pluie a été montrée. Une paramétrisation destinée à être incluse dans des modèles numériques d'érosion a été développée et utilisée. La pertinence de la prise en compte de ce comportement a été étudiée via l'implémentation de la paramétrisation dans deux modèles numériques à base physique, qui ont été inter comparés. Nous avons également tenté de vérifier si ce comportement était également perceptible à l'échelle du versant, en conditions naturelles. Les principaux résultats obtenus peuvent être récapitulés comme suit.

## Variabilité de la taille des particules en suspension à l'exutoire d'un petit bassin versant (Chapitre 4)

L'étude menée à l'échelle d'un bassin versant de tête a mis en évidence la complexité des processus gouvernant la taille des particules. Outre les questions d'ordre cognitives, il nous semble toutefois intéressant de souligner que les mesures de granulométrie menées au laboratoire selon un protocole original, *a posteriori*, ont donné des résultats que nous avons pu interpréter. Ce résultat, obtenu dans un contexte de zone de montagne, va contre les études menées en milieu de grandes rivières de plaine et d'estuaire comme montré par Phillips et Walling (1995) ou établi comme hypothèse de travail par Bouchez *et al.* (2011). Les auteurs de cette dernière étude partent en effet du postulat de base que « (...) measuring non-ultrasonicated samples would not have led to the floc size anyway. Flocs (...) would have been greatly modified between sampling and measurement ». Nous expliquons ce résultat par le fait que les matériaux que nous étudions ont eu une vie aquatique moindre que celle des matériaux étudiés plus en aval du continuum. Leurs propriétés morphométriques seraient donc moins sujettes à évolution une fois extraite de l'écoulement. Ce point a été rassurant pour l'analyse menée, étant donné que des mesures *in situ* ne sont actuellement pas réalisable dans les environnements étudiées au cours de ce travail

de thèse, où les concentrations en particules sont élevées.

Le résultat principal de ce chapitre est que le débit présente une bonne relation statistique avec les tailles de particules. Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour expliquer cette bonne relation, sans pouvoir conclure. En revanche, la déconnexion entre taille et concentration semble indiquer que les mécanismes de floculation tels ceux évoqués par Dyer (1989) seraient de second ordre pour expliquer les variations de taille des particules à cette échelle. La majorité des particules prélevées en suspension sont agrégées, et ce quel que soit le débit de prélèvement. Les tailles les plus importantes mesurées correspondent à l'apparition d'un second mode de particules agrégées dans les distributions granulométriques.

L'influence des versants semble importante à considérer. Nous avons en particulier vu qu'à de plus grandes tailles correspondaient des proportions d'eau plus importantes supposée venir majoritairement du ruissellement. En ce sens, transformer l'intensité de pluie en énergie selon la formule proposée par Brandt (1989) a permis d'améliorer la relation statistique avec les tailles de particules. Ceci semble signifier que même à l'échelle du bassin versant considérer l'énergie cinétique de la pluie plutôt que son intensité est important. Toutefois, étant donné le saut d'échelle correspondant au passage d'une mesure ponctuelle d'un pluviomètre à une mesure en sortie de bassin versant, il paraît difficile d'interpréter plus en détail ce résultat.

## Etude du comportement des particules dans un écoulement (Chapitre 5)

Pour analyser plus finement les résultats obtenus à l'échelle du bassin versant, et en particulier pour s'intéresser aux processus ayant lieu au sein de l'écoulement, des expériences en canal annulaire ont été menées. Elles ont permis de montrer que la contrainte cisailante sur le lit présentait une bonne corrélation avec les tailles de particules mesurées en suspension. Ce résultat est en accord avec les expériences menées à l'échelle du bassin versant, si l'on suppose que le débit est correctement approché par la contrainte cisailante sur le lit. Il suggère que l'augmentation du cisaillement sur le lit et la plus forte capacité à maintenir des particules plus grossières en suspension est responsable de la majorité des variations de taille, lorsque l'on considère les sols issus du bassin versant étudié dans le Chapitre 7.

Ce chapitre a aussi et surtout été l'occasion de confronter la vision de la dynamique des particules de la communauté travaillant sur les versants à celle de la communauté des grandes rivières de plaine et des estuaires. Nous avons pu montrer que la désagrégation et la floculation semblaient jouer un rôle dans la taille des particules mesurées en suspension au cours de ces expériences, ce qui va dans le sens des études faites en grandes rivières de plaine. Le fait que le degré d'agrégation soit plus faible lors des forts paliers de cisaillement est cohérent avec les résultats obtenus à l'échelle du bassin versant, où nous avons pu observer que l'agrégation diminuait avec l'augmentation du débit. Nous n'avons pas observé d'effet de la concentration sur les tailles de particules, ce qui va à l'encontre de la conceptualisation de la dynamique des particules faite en grandes rivières ou en estuaire. Ce résultat pourrait s'expliquer par une concentration élevée, facilitant la désagrégation par abrasion comme suggérée par Le Bouteiller (2011). Finalement



l'utilisation d'un sol plus contrasté que les autres, notamment en terme de teneur en matière organique, prélevé sur le site du Pradel, a permis de montrer que considérer le type de sol était important pour expliquer les variations de la taille des particules mesurées en suspension. Ce résultat est en accord avec la vision « versant » des particules, et a orienté l'étude vers les apports des particules provenant des versants.

## **Effet de la pluie sur la taille des agrégats mis en mouvement (Chapitre 6)**

Ce chapitre avait pour objectif d'analyser le lien entre énergie cinétique de la pluie et taille des particules mises en mouvement. Nous avons également tenté de faire la part des choses entre caractéristiques de la pluie et dynamique temporelle du détachement, à la fois sur les masses et sur la granulométrie des particules mises en mouvement par effet splash.

En accord avec la littérature, l'énergie cinétique de la pluie a montré une bonne relation avec les masses totales mises en mouvement par la pluie. L'état initial du sol semble contrôler la majorité des variations de masse mises en mouvement par effet splash. Nous avons de plus montré que les variations d'énergie cinétique induisaient des variations de la granulométrie des particules mises en mouvement. Plus l'énergie cinétique de la pluie augmente, plus la proportion de particules grossières mises en mouvement par effet splash diminue, en faveur de plus fortes proportions de particules fines. Nous avons interprété ce résultat comme une désagrégation plus importante des agrégats grossiers lorsqu'ils sont soumis à de plus fortes énergies cinétiques de la pluie. Ce processus peut avoir des répercussions importantes à l'échelle du versant. En conditions naturelles, des événements plus intenses vont générer non seulement un ruissellement plus important, mais également des tailles de particules plus fines. De concert, ces deux effets vont avoir tendance à faciliter le transfert des particules depuis les versants jusqu'au réseau hydrographique.

## **Mesures de terrain à l'exutoire d'un versant (Chapitre 7)**

Des expériences de terrain menées à l'échelle du versant avaient pour but de vérifier dans quelle mesure les résultats obtenus ponctuellement et en laboratoire étaient sensibles à une échelle spatiale supérieure. Nous cherchions notamment à vérifier dans quelle mesure, en conditions de terrain impliquant l'interaction entre pluie, couverture du sol (végétale et cailloux) et transport des particules par ruissellement avec la sélectivité granulométrique associée, la taille des particules transférées à l'exutoire d'un versant était dépendante de l'énergie cinétique de la pluie.

Nous n'avons que difficilement pu conclure au cours de ce chapitre, notamment du fait d'un faible nombre d'événements pluvieux érosifs durant la période d'observation. Les effets respectifs de la pluie et du ruissellement en tant qu'acteurs de l'érosion n'ont pas pu être clairement distingués. Nous attribuons ce résultat au nombre des facteurs susceptibles d'influencer les particules dans leur cheminement vers l'exutoire du versant. La diversité de ces facteurs est à combiner avec

la diversité des particules en transit sur le versant. Malgré ce manque de corrélation directe, nous avons néanmoins pu distinguer différentes familles de particules, en combinant l'analyse des spectres granulométriques bruts avec celle de leur dynamique au granulomètre laser. Ces différentes populations ont pu en partie être reliées à des différences dans l'énergie cinétique de la pluie, ce qui signifierait que l'influence de la pluie est encore perceptible à l'échelle du versant. Cette analyse nous a permis de revenir sur l'analyse statistique faite au préalable sur l'ensemble du spectre granulométrique, et de montrer que si un lien global n'existait pas entre taille des particules et énergie cinétique de la pluie, ce lien était perceptible pour les particules les plus grossières. La sélectivité qui s'opère dans la lame d'eau ruisselante ne semble donc pas dominer l'ensemble des résultats mesurés à l'exutoire du versant.

## Analyse par modélisation numérique (Chapitre 8)

Devant la complexité avérée des processus de versants, et pour justifier de l'intérêt ou non de prendre en compte le comportement identifié au cours du Chapitre 6 lors des expériences de simulation de pluie en laboratoire, nous avons eu recours à la modélisation numérique. Deux objectifs étaient visés : comprendre dans un cadre simplifié si la considération d'un détachement sélectif par la pluie a une influence à l'échelle du versant ou non, et comparer les résultats de modélisation ainsi obtenus à ceux ne considérant qu'une seule classe granulométrique lors du détachement par la pluie, c'est-à-dire les simulations numériques telles qu'elles sont généralement menées actuellement.

Les simulations considérant un détachement par classe granulométrique ont montré des masses transférées en sortie de versant par classe granulométrique divergeant fortement de celles ne considérant pas la paramétrisation développée dans le cadre de cette thèse (i.e. considérant un ruissellement sélectif uniquement). Cependant, dans une optique de reproduire des masses totales (sans considération pour la granulométrie des particules), nous avons montré qu'un certain choix de diamètre pouvait aider à faire converger les simulations vers des résultats similaires. Les tests visant à cerner la robustesse des résultats obtenus au cours de ce chapitre, notamment via une comparaison entre deux modèles numériques, ont cependant montré que ces résultats devaient être considérés avec prudence. Les résultats obtenus au cours de ce chapitre semblent montrer que l'énergie cinétique de la pluie contrôle majoritairement les masses transférées à l'exutoire du versant. Entre 30 et 50% de la masse produite de la fraction granulométrique la plus grossière est transférée à l'exutoire du versant. Ce résultat montre que de telles tailles sont effectivement susceptibles d'être transférées à cette échelle, en accord avec les mesures de terrain effectuées au cours du Chapitre 7. Nous nous sommes cependant placés dans le cadre de ces simulations dans des conditions particulièrement favorables au transport, et d'autres tests seraient à effectuer pour rendre cette analyse plus réaliste et donc concluante.

## Conclusions générales

Via des expériences de terrain, de laboratoire et numériques, nous avons été amenés à travailler à différentes échelles, et à discuter les possibles répercussions des conclusions d'une échelle sur les autres. De manière générale, nous avons choisi de privilégier la diversité dans les conditions d'études, par exemple via l'utilisation de plusieurs sols lors des expériences de laboratoires, afin d'essayer de s'affranchir de conditions spécifiques de sites. Nous avons essayé de hiérarchiser les facteurs qui semblaient gouverner la variabilité des tailles de particules au sein de chacune des échelles, en se centrant sur des facteurs possibles à répercuter à des échelles supérieures.

Les résultats obtenus semblent suggérer que lorsque l'échelle d'intérêt est le bassin versant, les efforts devraient se porter sur les processus de rivière, à la fois dans le lit, lors de la reprise sur les bancs et dans la colonne d'eau. Ceci nous est suggéré par la combinaison de la bonne relation entre taille des particules et débit de la rivière du Chapitre 4 et la même bonne relation obtenues entre cisaillement dans le lit et taille des particules obtenue lors des expériences de canal menées au cours du Chapitre 5. L'apparente déconnexion entre taille de particule et débit ruisselant observée sur versant au cours du Chapitre 7 est un autre indice en ce sens.

Parmi les processus de rivière, les expériences menées en canal annulaire suggèrent que la capacité à éroder des particules plus grossières du lit soit le mécanisme dominant responsable des variations de taille mesurées. Il semble que, lors des crues analysées dans le cadre de ce travail de thèse, les particules les plus grossières disponibles dans le lit ne soient pas transportées en suspension dans l'écoulement. Nous avons en effet vu au cours du Chapitre 4 que des particules de tailles millimétriques étaient mesurées dans les échantillons prélevés sur le lit de la rivière. En revanche, de telles tailles n'ont pas été mesurées en suspension lors des crues. Les tailles maximales mesurées en suspension ont en effet été de  $850\ \mu\text{m}$  tandis que les maximales mesurées dans le lit de la rivière étaient de l'ordre de deux millimètres. Ces particules seraient déplacées en saltation, comme le suggèrent les observations qualitatives faites lors des expériences en canal, dans les quelques prélèvements faits sur le terrain au fond de la rivière, ainsi que lors des expériences de laboratoire menées par Nord *et al.* (2009), Asadi *et al.* (2007, 2011) et Lajeunesse *et al.* (2010).

Les expériences de canal menées au cours du Chapitre 5 ont d'autre part permis de montrer que les différences de lithologies seraient importantes à considérer dans le cas de sols contrastés dans leur contenu en matière organique, par exemple entre le sol récolté sur le site du Pradel et les sols moins bien développés collectés au sein du bassin versant du Galabre. En revanche, la faible différence dans les tailles mesurées en suspension entre les expériences utilisant les deux sols prélevés au sein du bassin versant du Galabre suggère que les variations dans le type de sol ne sont pas suffisantes pour expliquer les variations de taille observées à l'exutoire du bassin versant. Ce constat est d'autant plus vrai que les quelques mesures de traçage de sources montrent que pour les crues analysées, nous ne nous sommes qu'exceptionnellement trouvés dans la position où les particules étaient composées à 100% d'un sol, puis de 100% d'un autre, comme dans les expériences menées dans le canal. L'importance à accorder à l'effet sol pour expliquer les variations de tailles mesurées à l'exutoire du bassin versant devraient donc être d'autant moins importantes.

Etant donné les tailles mesurées en sortie de versant, du micron au millimètre, et les tailles de particules mesurées dans le lit de la rivière, il semble que le transport issu des versants soit important à considérer dans le réseau hydrographique comme approvisionnement d'un stock disponible pour le transport en rivière, pour de possibles reprises par l'écoulement par la suite. Cette idée est également soutenue par le fait que les particules mesurées en suspension à l'échelle du bassin versant ont été mesurées comme agrégées. Les particules les plus grossières mesurées en suspension lors d'évènements de crue à l'échelle du bassin versant seraient des agrégats grossiers ainsi transportés, ou repris depuis les bancs, plutôt que des flocs plus grossiers formés dans le lit puis arrachés et entraînés par l'écoulement. Les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse sont donc à ce niveau opposés à ceux suggérés par le schéma conceptuel présenté par Droppo (2004), ou les expériences de canal menées par Droppo (2009) dans des milieux situés plus en aval dans le continuum sédimentaire. Ce raisonnement serait cohérent avec les études de *fingerprinting* telle celle menée par Evrard *et al.* (2010), qui calculent des temps de résidence des particules au sein de bassins versants de 3 à 12 km<sup>2</sup> et dans le réseau hydrographique largement supérieurs au temps de concentration du bassin versant. Ce raisonnement serait d'autre part en accord avec la division qualitative d'hydrogrammes effectuée à l'échelle du bassin versant, qui avait montré que les agrégats les plus grossiers étaient associés aux proportions d'eau issue du ruissellement les plus importantes.

Ces agrégats se situeraient dans la partie des spectres granulométriques mesurés en rivière entre 100 et 1000  $\mu m$ . Cette conclusion est suggérée par l'analyse des particules collectées à l'exutoire du versant étudié au cours du Chapitre 7 sur le site du Pradel, où nous avons pu observer que des particules de diamètre allant du micromètre au millimètre étaient transportées. Ce raisonnement serait cohérent avec des études comme celle menée par Droppo *et al.* (2005). Ils observaient en effet que des agrégats de sols coexistaient avec des particules formées dans la colonne d'eau ou dans le lit au cours d'évènements de crue. La totalité des particules identifiées comme agrégats de sols avaient des tailles comprises entre 100 et 1000  $\mu m$ . De la même manière, Petticrew (2005) identifiait des particules « compactes », supposées être des agrégats de sol, dont les tailles étaient comprises entre environ 400  $\mu m$  et 1000  $\mu m$ , avec quelques individus de diamètre supérieur à 1000  $\mu m$ .

Lorsque l'intérêt se porte sur les processus de versants, l'énergie cinétique de la pluie est apparue pertinente à chacune des échelles d'intérêt de par son contrôle sur la granulométrie des particules dès leur mise en mouvement par effet splash. Ce comportement a été observé en laboratoire, et semble être perceptible à l'échelle du versant. Cependant, sa signature est bien moins nette qu'à l'échelle du processus de détachement par effet splash, signe que le transport par l'écoulement et les effets d'état de surface sont également importants à considérer. La dynamique temporelle du détachement est en effet importante à considérer au cours des expériences de simulation de pluie. Sur le versant, la couverture du sol et la plus grande diversité d'état de surface dû à des évènements pluvieux plus longs influencent également les mesures faites à l'exutoire. Nous avons toutefois pu mesurer des particules variées en terme de granulométrie, en accord avec les résultats de modélisation numérique obtenus au cours du Chapitre 8. On peut supposer que cette large étendue granulométrique est ensuite rendue disponible pour un transport par l'écoulement au sein du réseau hydrographique.

Les principaux résultats sont résumés selon le schéma présenté en figure 9.1. Notons que sur cette figure, comme montré au cours du Chapitre 6, la partie concernant le détachement par la pluie, et donc le transport par ruissellement (autrement dit toute la partie située en amont de la case « apport des versants ») est dépendante de la lithologie considérée. Si les sols sont très contrastés au sein du bassin versant, cette dépendance s'étendra également au schéma représentant les processus de rivière, comme montré au cours des expériences de canal menées au cours du Chapitre 5. On notera également que la conceptualisation sur versant dépend également des états de surface du sol, comme sa couverture, la microtopographie ou son humidité. Si ces facteurs ne sont pas directement responsables de l'érosion et du transport de particules, ils influencent grandement la faculté de la pluie et du ruissellement à éroder des particules, tout comme elles vont influencer leur transport au sein de la parcelle. De plus, si la floculation s'est avérée être responsable d'une partie des résultats observés, son influence semblait moindre que celle de la désagrégation. Ces deux processus étaient de second ordre face aux changements de taille induits par les changements de cisaillement sur le lit. La consolidation et la biostabilisation, mécanismes supposés modifier grandement les caractéristiques des particules en suspension dans les milieux en aval du continuum, n'ont montré qu'une influence limitée sur les tailles de particules mesurées dans le cadre des expériences menées. Finalement, la corrélation entre intensité et énergie présentée dans ce schéma ne reflète nullement un caractère univoque, mais vient rappeler que les orages convectifs générant de fortes intensités de pluie génèrent également des tailles de gouttes importantes.

Pour conclure, il semble intéressant de souligner qu'en liant la bibliographie aux travaux menés au cours de cette thèse, et en particulier au cours des expériences de laboratoire présentées au cours du Chapitre 5, il semble possible d'étendre la conceptualisation des processus de rivière faite dans la figure 9.1 au compartiment versant également. Ceci au niveau de la différenciation en mode de transport, et à la dynamique des particules au sein de la suspension.

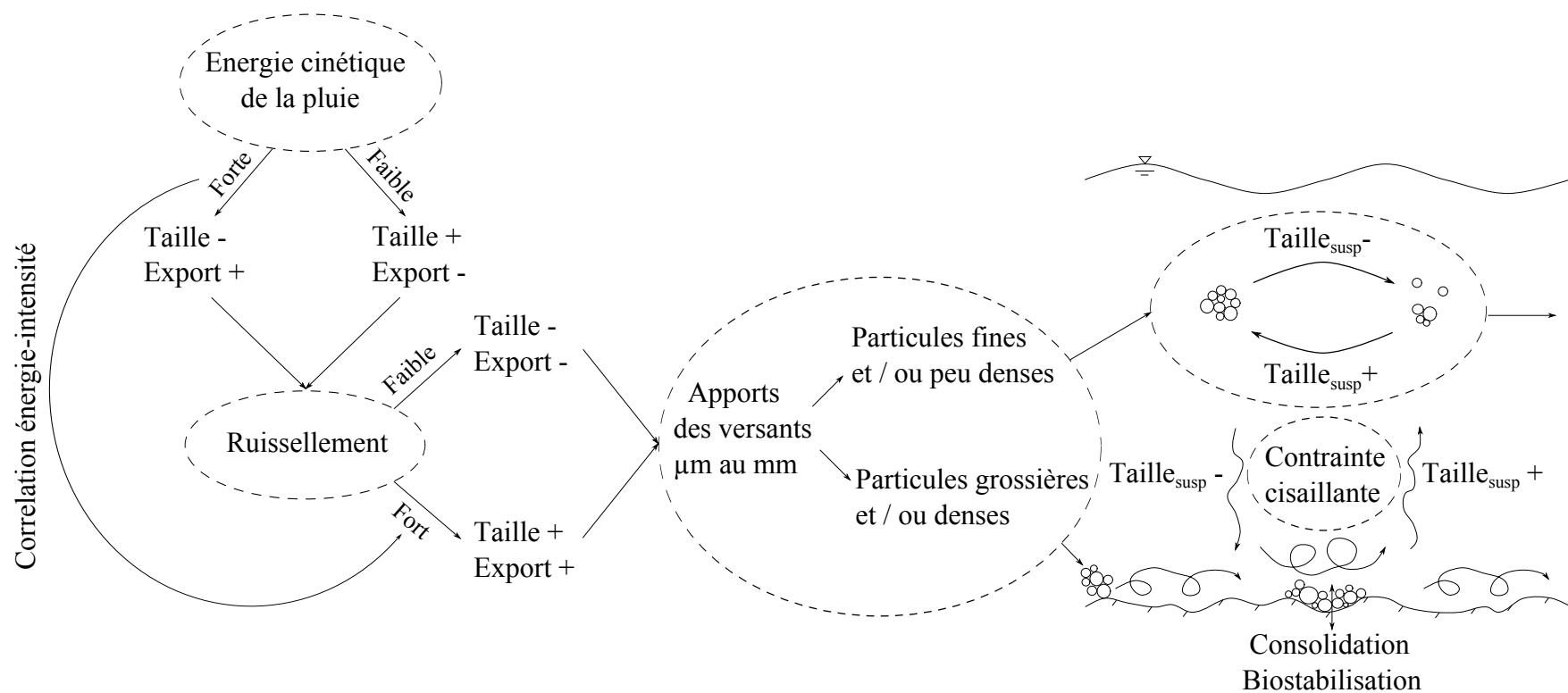


FIG. 9.1 – Schéma conceptuel de l'évolution de la taille au sein d'un bassin versant de tête. Le terme « export » qualifie les quantités transportées. La partie rivière est inspirée de Maggi (2005).

## Perspectives

Ce travail de thèse a abordé plusieurs domaines et questions, en apportant quelques pistes de réflexion que nous pensons intéressantes à la fois pour les communautés s'intéressant à la suspension en rivière et à l'érosion hydrique sur les versants. Cependant, beaucoup de travail reste à accomplir pour progresser dans la compréhension de la genèse et du transport des particules dans le continuum allant des versants aux grands bassins versants.

L'augmentation des tailles avec le débit de la rivière mesurée au cours du Chapitre 4 a été attribuée à la reprise de matériaux plus grossiers à plus forts débits. Suite aux expériences de canal menées au cours du Chapitre 5 ainsi qu'aux observations et modélisations menées au cours des Chapitres 6, 7 et 8, nous avons attribué ces tailles plus importantes à des particules reprises du lit ou les bancs par les versants. Il serait intéressant pour avancer dans cette direction d'utiliser des techniques de traçage pour estimer le temps de séjour des particules dans le chenal de la rivière, et identifier leur provenance. Ceci permettrait par ailleurs d'obtenir des ordres de grandeurs de temps de séjour des particules dans le lit de la rivière, et donc d'estimer rétrospectivement la pertinence des expériences de canal menées au cours du Chapitre 5. Ces dernières semblaient montrer que le fait de séjourner dans le lit avait peu d'influence sur les caractéristiques des particules une fois mises en suspension.

D'autre part, nous avons pu montrer via les expériences en laboratoire décrites dans le Chapitre 5 que la désaggrégation et la floculation, mécanismes considérés comme prépondérants en grande rivière de plaine et en estuaire, étaient responsables d'une partie des variations des caractéristiques des particules, même lorsque des agrégats de sols étaient utilisés. Dans les conditions expérimentales utilisées, nous avons donc observé un comportement à mi-chemin entre des floccs hautement dynamiques et des agrégats de sols inertes, tels que considérés dans la littérature. La première piste qu'il conviendrait de creuser semble être celle d'une définition précise des conditions responsables de la création des floccs, contrôlés par les conditions d'écoulement. Les bassins versants de tête semblent le lieu qui se prête le mieux à ce genre d'étude. Nous avons travaillé avec des agrégats de sols ; il semblerait intéressant d'étendre cette étude avec des matériaux susceptibles d'avoir déjà séjourné en rivière, tels des matériaux collectés sur des bancs de rivière. En effet, d'après la revue bibliographique menée au cours de cette thèse, deux acteurs semblent principalement impliqués dans ce caractère dynamique des particules au sein de la lame d'eau : l'électrochimie et la matière organique. Le premier acteur a été étudié de manière très préliminaire. Ne considérant pas les résultats matures, nous avons choisi de ne pas les présenter dans ce mémoire. Il semblerait toutefois que si l'électrochimie influence les tailles des particules en suspension de ces matériaux, elle ne semble pas influencer significativement sa dynamique. Nous pensons donc qu'avancer dans cette direction implique de travailler sur les processus microbiologiques actifs au sein du lit des rivières. Il semble en effet que ce domaine n'a pas encore été abordé dans les bassins de tête, et est de manière général assez peu documenté de manière quantitative dans les milieux en aval.

Au cours de ce travail de thèse, un lien clé dans la dynamique des particules le long du continuum versant rivière manque : des mesures à des échelles emboîtées entre versant et rivière. Sur le site expérimental d'Ardèche (étudié au cours du Chapitre 7), trois échelles emboîtées, à savoir le

versant, le bassin versant du Gazel et celui de la Claduègne (respectivement 100 m<sup>2</sup>, 3 km<sup>2</sup> et 30 km<sup>2</sup>) ont été instrumentées à l'automne 2011. Le petit bassin versant du Gazel contient le versant étudié en conditions naturelles au cours du Chapitre 7. Les données qui seront recueillies devraient fournir des clés pour comprendre le lien direct entre versant et rivière.

Dans une optique de travail à plus long terme, continuer à travailler sur le lien entre caractéristiques des précipitations et dynamique érosive de versants devrait être faisable grâce à des travaux tels que ceux entrepris par Yu *et al.* (2012), portant notamment sur la caractérisation des champs d'énergie cinétique de la pluie par radar météorologique. Travailler en liant ces données avec celles obtenues par traçage, en lien avec les caractéristiques de particules, devrait permettre d'améliorer la connaissance de la dynamique des particules au sein des bassins versants.

Dans l'idée de tracer qualitativement les différentes sources potentiellement érodées dans un bassin versant, nous avons mené une étude préliminaire au cours de cette thèse, que nous avons considérée comme insuffisamment aboutie pour être développée dans ce manuscrit. Basée sur l'idée des expériences menées par Droppo *et al.* (2005), elle semblait toutefois montrer qu'il était possible de différencier les différents sols sources utilisés au cours du Chapitre 5 (marnes, molasses, agrégats du sol du Pradel) à l'aide des caractéristiques morphométriques des particules en suspension telles la sphéricité et la rugosité. Ces indicateurs morphométriques semblent de plus évoluer en fonction du temps passé dans l'écoulement, et signerait donc en quelques sortes le temps de transit des particules.

De la même manière, nous nous sommes souvent contentés au cours de ce travail de réduire les distributions granulométriques à des déciles ou des fractions granulométriques. Exception faite du Chapitre 7 qui a nécessité une analyse plus fine du fait de la complexité de la composition des particules et des processus impliqués dans les mesures faites à l'exutoire du versant, nous n'avons que peu tiré parti des distributions granulométriques complètes. En s'inspirant des travaux de Yu *et al.* (2012), portant sur l'étude des spectres granulométriques de la pluie, il nous est apparu que ce travail pourrait être adapté aux spectres granulométriques des particules. L'intérêt serait double. Premièrement, garder plus d'informations dans l'analyse. En effet, ne se baser que sur des déciles ou des fractions est problématique dès lors qu'il s'agit de reconstruire une distribution. La forme de la distribution est de plus utilisée par des modèles numériques tels DHSVM (Wigmosta *et al.*, 1994). Deuxièmement, à la manière du schéma présenté par Rosenfeld et Ulbrich (2003), certains auteurs suggèrent que la forme de la distribution granulométrique des particules donne une information sur les mécanismes de formation des particules. Ainsi, Lartiges *et al.* (2001), sur la base d'une analyse de la théorie de Smoluchowski, suggèrent qu'une distribution de type gamma signe des processus de floculation et confirment cette hypothèse par des mesures. Inversement, des modèles types loi de puissance sont utilisés pour modéliser des processus de fragmentation de sol (Bird *et al.*, 2009). En rivière, de nombreux modèles ont été proposés, mais il n'existe aujourd'hui pas de consensus quant au modèle à adopter. Il serait ainsi intéressant de voir comment évoluent les distributions granulométriques le long du continuum versant rivière. Il faudrait relier la forme des distributions ainsi obtenues à des résultats de microscopie, afin d'essayer de discriminer la provenance des matériaux. Des tests en laboratoire permettraient dans un premier temps l'évaluation d'une telle méthodologie, qui pourrait ensuite être confrontée à des résultats de terrain, eux-mêmes complétés par des méthodologies de tra-



gache plus conventionnelles. Finalement, une analyse de corrélation pourrait aider à affiner le sens physiques des paramètres de l'ajustement des lois, problème observé de manière récurrente lors de l'analyse des DSD.

L'utilisation de la dynamique de désagrégation dans la cuve du granulomètre laser s'est avéré un outil intéressant pour interpréter les mesures faites à toutes les échelles, que ce soit lors d'expériences de terrain ou de laboratoire. Des expériences préliminaires, non présentées dans ce manuscrit, semblaient également montrer que cette dynamique de désagrégation était capable de discriminer les différents matériaux que sont les molasses, les marnes et les particules provenant du sol du Pradel. Les données de dynamique de désagrégation acquises au cours de cette thèse mériteraient ainsi de voir leur analyse approfondie. Devant la variété des distributions granulométriques analysées sur le terrain du Pradel, qui ont été interprétées comme un mélange d'agrégats fins, grossiers et de particules élémentaires, nous aurions à gagner à détailler le principe de degré d'agrégation. Une des pistes possibles serait de travailler en lien avec le travail que nous venons d'évoquer, à savoir définir clairement quel type de distribution statistique ajuste correctement les distributions granulométriques mesurées. Une fois la forme des lois (puissance, lognormale, ou gamma, d'après une bibliographie préliminaire) définie, les distributions multimodales seraient découpées en sommes de distributions monomodales, à l'aide d'estimateurs statistiques tel le maximum de vraisemblance par exemple. Il serait alors intéressant d'adapter le degré d'agrégation à chacune des distributions individuelles obtenues, afin de traduire quantitativement la classification que nous avons construit au cours du Chapitre 7.

Finalement, les résultats de modélisation numérique obtenus au cours de cette thèse dans un cas schématique simplifié montrent des résultats intéressants, mais les fortes différences obtenues entre la configuration mono-classe et multi-classe, et plus encore entre modèles, questionnent quant à leur utilité. Il serait particulièrement important de renouveler ces expériences numériques en les comparant à des expériences de laboratoire très contrôlées, pour permettre d'avancer dans la réflexion sur ces résultats. Si l'existence d'un « diamètre équivalent » tel qu'évoqué au cours du Chapitre 8 est confirmée, il serait intéressant d'essayer de le relier à des caractéristiques du sol.

Cet exercice numérique semble être sensible au cas de très faibles lames d'eau, et semble donc susceptible de voir ses résultats modifiés dans le cas de pluie de plus faible intensité, intermittente, sur un sol considérant une infiltration, même constante. Cela permettrait de se rapprocher de conditions plus réalistes de simulations. Considérer une érosion par ruissellement permettrait une « vraie » hiérarchisation de l'importance à accorder à la pluie et au ruissellement, dans le sens où ce dernier n'a été considéré que comme agent de transport dans cet exercice. Il serait intéressant de vérifier la sensibilité des résultats obtenus à un scénario de forçage réaliste. Il faudrait en particulier se pencher sur le transport par classe granulométrique et le *sediment delivery ratio*. Enfin, il serait intéressant de se servir de la modélisation pour mener une étude de sensibilité permettant de cerner les facteurs de l'érosion et de ruissellement auxquels les masses transférées par fraction granulométrique sont les plus sensibles. De telles simulations permettraient ainsi d'orienter de futures expériences.





# Références

## A

---

- Abd Elbasit MAM., Yasuda H., Salmi A., et Anyoji H. (2010). Characterization of rainfall generated by dripper-type rainfall simulator using piezoelectric transducers and its impact on splash soil erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35** : 466–475.
- Accornero A., Gnerre R., et Manfra L. (2008). Sediment concentrations of trace metals in the Berre lagoon (France) : an assessment of contamination. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, **54** : 372–385.
- Agrawal YC. et Pottsmith HC. (2000). Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine geology*, **168** : 89–114.
- Ahnert F. (1998). *Introduction to Geomorphology*. Arnold, London.
- Al-Durrah MM. et Bradford JM. (1982). Parameters for describing soil detachment due to single waterdrop impact. *Soil science society of America journal*, **46** : 836–840.
- Amézketa E., Singer MJ., et Le Bissonnais Y. (1996). Testing a new procedure for measuring water-stable aggregation. *Soil Science Society of America Journal*, **60** : 888–894.
- Ankers C., Walling DE., et Smith RP. (2003). The influence of catchment characteristics on suspended sediment properties. *Hydrobiologia*, **494** : 159–167.
- Anthony KRN., Connolly SR., et Hoegh-Guldberg O. (2007). Bleaching, energetics, and coral mortality risk : Effects of temperature, light and sediment regime. *Limnology and Oceanography*, **52(2)** : 716–726.
- Asadi H., Ghadiri H., Rose CW., Yu B., et Hussein J. (2007). An investigation of flow-driven soil erosion processes at low streampowers. *Journal of Hydrology*, **342** : 134–142.
- Asadi H., Moussavi A., Ghadiri H., et Rose CW. (2011). Flow-driven soil erosion processes and the size selectivity of sediment. *Journal of hydrology*, **406** : 73–81.
- Asselman NEM. (1999). Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the River Rhine. *Hydrological Processes*, **13(10)** : 1437–1450.
- Assouline S. (2009). Drop size distributions and kinetic energy rates in variable intensity rainfall. *Water resources research*, **45** : DOI :10.1029/2009WR007927.

Atkinson JF., Chakraborti RK., et Van Benschoten JE. (2005). Effects of floc size and shape in particle aggregation. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 95–120. IG Droppo, GG Leppard, SN Liss, TM Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.

Atlas D. et Ulbrich CW. (1977). Path- and area-integrated rainfall measurements by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of applied meteorology*, **16** : 1322–1331.

## B

---

Bache DH. et Rasool ER. (2001). Characteristics of alumino-humic flocs in relation to DAF performance. *Water Science Technology*, **43(8)** : 203–208.

Bagnold R. (1973). The nature of saltation and of bedload transport in water. *Proc. R. Soc. Lond.*, **332, A** : 473–504.

Barrow CJ. (1991). *Land Degradation*. Cambridge University Press.

Battaglia A., Rustemeir E., Tokay A., Blahak U., et Simmer C. (2010). Parsivel snow observations : a critical assessment. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **27** : 333–344.

Baugh JV. et Manning AJ. (2007). An assessment of a new settling velocity parameterization for cohesive sediment transport modelling. *Continental Shelf Research*, **27** : 1835–1855.

Beard KV. (1976). Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the atmospheric sciences*, **33** : 851–864.

Beard KV. (1977). Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the atmospheric sciences*, **34** : 1293–1298.

Beasley DB., Huggins LF., et Monke EJ. (1980). ANSWERS : a model for watershed planning. In *Transactions of the ASAE*, pages 938–944.

Beel CR., Orwin JF., et Holland PG. (2011). Control on slope-to-channel fine sediment connectivity in a largely ice-free valley, Hoophorn Streams, Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, **36** : 981–994.

Bentley WA. (1904). Studies of raindrops and raindrop phenomena. *Monthly Weather Review*, **32** : 450.

Beuselinck L., Govers G., et Poesen J. (1999a). Assessment of micro-aggregation using laser diffractometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24** : 41–49.

Beuselinck L., Govers G., Steegen A., Hairsine PB., et Poesen J. (1999b). Evaluation of the simple settling theory for predicting sediment deposition by overland flow. *Earth surface processes and landforms*, **24** : 993–1007.

Beuselinck L., Steegen A., Govers G., Nachtergaele J., Takken I., et Poesen J. (2000). Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the belgian loam belt. *Geomorphology*, **32** : 69–82.

- Biggs CA. et Lant PA. (2000). Activated sludge flocculation : on-line determination of floc size and the effect of shear. *Water Research*, **34**(9) : 2542–2550.
- Bilotta GS. et Brazier RE. (2008). Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, **42** : 2849–2861.
- Bird NRA., Watts CW., Tarquis AM., et Whitmore AP. (2009). Modeling dynamic fragmentation of soil. *Vadose Zone Journal*, **8** : 197–201.
- Blöschl G. et Sivapalan M. (1995). Scale issues in hydrological modelling - a review. *Hydrological Processes*, **9** : 251–290.
- Boardman J. (2006). Soil erosion science : reflections on the limitations of current approaches. *Catena*, **68** : 73–86.
- Boiffin Jean. (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Borah DK. (1989). Sediment discharge model for small watersheds. In *Transactions of the ASAE*, pages 874–880.
- Bouchez J., Métivier F., Lupker M., Maurice L., Perez M., Gaillardet J., et France-Lanord C. (2011). Prediction of depth-integrated fluxes of suspended sediment in the amazon river : particle aggregation as a complicating factor. *Hydrological Processes*, **25** : 778–794.
- Boudevillain B., Delrieu G., Galabertier B., Bonnifait L., Bouillod L., Kristetter PE., et Mosini ML. (2011). The Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database. *Water Resources Research*, **47** : DOI :10.1029/2010WR010353.
- Bradford JM., Ferris JE., et Remley PA. (1987). Interrill soil erosion processes : II. Relationship of splash detachment to soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **51** : 1571–1575.
- Brandt CJ. (1989). The size distribution of throughfall drops under vegetation canopies. *Catena*, **16** : 507–524.
- Brandt CJ. (1990). Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15** : 687–698.
- Braun J. et Sambridge M. (1997). Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research*, **9** : 27–52.
- Brodi I. et Rosewell C. (2007). Theoretical relationships between rainfall intensity and kinetic energy variants associated with stormwater particle washoff. *Journal of Hydrology*, **340** : 40–47.
- Bryan RB. (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, **32** : 385–415.

## C

---

- Camenen B. et Larson M. (2005). A general formula for non-cohesive bed load sediment transport. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **63** : 249–260.
- Cea L., Garrido M., et Puertas J. (2010). Experimental validation of two-dimensional depth-averaged models for forecasting rainfall-runoff from precipitation data in urban areas. *Journal of Hydrology*, **382** : 88–102.
- Cerdà A. (1997). Rainfall drop size distribution in the western mediterranean basin, València, Spain. *Catena*, **30** : 169–182.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchère V., Martin P., et Lecomte V. (2002). Sediment concentration in interrill flow : interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27** : 193–205.
- Chakraborti RK., Atkinson JF., et Kaur J. (2009). Effects of mixing on suspended particle-size distribution. *Journal of Environmental Engineering*, **135(5)** : 306–316.
- Chapman TG. (1991). Comment on “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses“. *Water Resources Research*, **27** : 1483–1484.
- Chapon B., Delrieu G., Gosset M., et Boudevillain B. (2008). Variability of rain drop size distributions and its effect on the Z-R relationship : A case study for intense Mediterranean rainfall. *Atmospheric Research*, **87** : 52–65.
- Chassagne C., Mietta F., et Winterwerp JC. (2009). Electrokinetic study on kaolinite suspensions. *Journal of Colloid and Interface Science*, **336(1)** : 352–359.
- Chien NS. et Zhaohui W. (1999). *Mechanics of sediment transport*. ASCE Press.
- Chikita KA., Kemnitz R., et Kumai R. (2002). Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon river, Alaska. *Catena*, **48(4)** : 235–253.
- Collins AL., Walling DE., et Leeks GJL. (2005). Storage of fine-grained sediment and associated contaminants within the channels of lowland permeable catchments in the UK. In *Sediment Budgets*, pages 259–268. Walling DE, Horowitz A, IAHS Publication No. 291. IAHS Press, Wallingford.
- Crave A., Lague D., Davy P., Kermarrec J., Sokoutis D., Bodet L., et Compagnon R. (2000). Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, **25** : 549–553.

## D

---

- Dankers PJT. et Winterwerp JC. (2007). Hindered settling of mud flocs : Theory and validation. *Continental Shelf Research*, **27** : 1893–1907.
- De Noni G., Blavet D., Laurent JY., Le Bissonnais Y., et Asseline J. (2002). Proposal of soils indicators for spatial analysis of carbon stocks evolution. In *Proceedings of the 12<sup>th</sup> World Congress of Soil Science*.

- De Roo APJ. et Wesseling CG. (1996). LISEM : a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I : theory, input and output. *Hydrological processes*, **10** : 1107–1117.
- Denman KL., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox PM., Dickinson RE., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramachandran S., da Silva Dias PL., Wofsy SC., et Zhang X. (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 425–442. S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, KB Averyt, M Tignor, HL Miller, Cambridge University Press, Cambridge UK and New York USA.
- Donohue I. et Molinos JG. (2009). Impacts of increased sediment loads on the ecology of lakes. *Biological Reviews*, **84** (4) : 517–531.
- Downing J. (2006). Twenty-five years with OBS sensors : The good, the bad and the ugly. *Continental Shelf Research*, **26** : 2299–2318.
- Droppo IG. (2001). Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological processes*, **15** : 1551–1564.
- Droppo IG. (2004). Structural controls on floc strength and transport. *Canadian Journal of Civil Engineering*, **31** : 569–578.
- Droppo IG. (2009). Biofilm and bed stability of five contrasting freshwater sediments. *Marine and Freshwater Research*, **60** : 690–699.
- Droppo IG., Exall K., et Stafford K. (2008). Effects of chemical amendments on aquatic floc structure, settling and strength. *Water Research*, **60** : 169–179.
- Droppo IG., Leppard GG., Flannigan DT., et Liss SN. (1997). The freshwater floc : a functional relationship of water and organic and inorganic floc constituents affecting suspended sediment properties. *Water Air and Soil Pollution*, **99** : 43–53.
- Droppo IG., Nackaerts K., Walling DE., et Williams N. (2005). Can flocs and water stable soil soil aggregates be differentiated within fluvial systems ? *Catena*, **60** : 1–18.
- Droppo IG. et Ongley ED. (1994). Flocculation of suspended sediments in rivers of southeastern Canada. *Continental Shelf Research*, **26** : 2299–2318.
- Dunne T., Malmon DV., et Mudd SM. (2010). A rain splash transport equation assimilating field and laboratory measurements. *Journal of Geophysical Research*, **115** : DOI :10.1029/2009JF001302.
- Dupont JP. et Lafite R. (1985). Importance et rôle du matériel organique vivant et inerte dans les suspensions de la Baie de la Seine. In *La Baie de la Seine (GRECO-MANCHE), Actes de colloques*, volume 4, pages 155–162, Université de Caen.



- Duvert C., Gratiot N., Evrard O., Navratil O., Némery J., Prat C., et Esteves M. (2010). Drivers of erosion and suspended sediment transport in three headwater catchments of the mexican central highlands. *Geomorphology*, **123** : 243–256.
- Duvert C., Nord G., Gratiot N., Navratil O., Nadal-Romero E., Mathys N., Némery J., Regüés D., Gallart F., et Esteves M. (2012). Towards prediction of suspended sediment yield from peak discharge in erodible mountainous headwater catchments. *Journal of Hydrology*. Accepted for publication.
- Dyer KR. (1989). Sediment processes in estuaries : future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, **94** : 14327–14339.
- Dyer KR. et Manning AJ. (1999). Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. *Journal of Sea Research*, **41** : 87–95.

## E

---

- Ekern PC. (1980). Raindrop impacts as the force initiating soil erosion. *Soil Science Society of America Proceedings*, **15** : 7–10.
- Ellison WD. (1944). Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, **25** : 131–136, 181–182.
- Elmi S., Busnardo R., Clavel B., Camus G., Kieffer G., Bérard P., et Michaëly B. (1996). Carte géologique de la France à 1/50000, Aubenas.
- Emerson WW. (1967). A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, **5** : 47–57.
- Englund F. et Hansen E. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Denmark Tech. Univ., Hydraul. Lab.
- Esteves M., Faucher X., Galle S., et Vauclin M. (2000). Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain : numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, **228** : 265–282.
- Evrard O., Navratil O., Ayrault S., Ahmadi M., Némery J., Legout C., Lefèvre I., Poirel A., Bonté P., et Esteves M. (2011). Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, **36** : 1072–1089.
- Evrard O., Némery J., Gratiot N., Duvert C., Ayrault S., Lefèvre I., Poulenard J., Bonté P., et Esteves M. (2010). Sediment dynamics during the rainy season in tropical highland catchments of central mexico using fallout radionuclides. *Geomorphology*, **124** : 42–54.

## F

---

- Farenhorst A. et Bryan RB. (1994). Particle size distribution of sediment transported by shallow flow. *Catena*, **25** : 47–62.
- Fennessy MJ. et Dyer KR. (1996). Floc population characteristics measured with INSEEV during the Elbe estuary intercalibration experiment. *Journal of sea research*, **36(1/2)** : 55–62.
- Fernández-Raga M., Fraile R., Keizer JJ., Teijeiro MEV., Castro A., Palencia C., Calvo AI., Koenders J., et Da Costa Marques RL. (2010). The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer : An application to splash erosion. *Atmospheric Research*, **96** : 225–240.
- Ferro V. et Porto P. (2000). Sediment delivery distributed (SEDD) model. *ASCE, Journal of Hydraulic Engineering*, **5(4)** : 411–422.
- Fiener P., Govers G., et Van Oost K. (2008). Evaluation of a dynamic multi-class sediment transport model in a catchment under soil-conservation agriculture. *Earth Surface Processes and Landforms*, **33** : 1639–1660.
- Fisher GB., Magilligan FJ., Kaste JM., et Nislow KH. (2010). Constraining the timescale of sediment sequestration associated with large woody debris using  $^7\text{Be}$ . *Journal of Geophysical Research*, **115** : DOI :10.1029/2009JF001352.
- Fornis RL., Vermeulen HR., et Nieuwenheuis JD. (2005). Kinetic energy-rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. *Journal of Hydrology*, **300** : 20–32.
- Foster GR. (1982). Modeling the erosion processes. In *Hydrologic Modeling of Small Watersheds, ASAE Monogr. Ser., vol. 5*, pages 295–380. CT Haan, DL Brakensiek, St. Joseph, Mich.
- Foster GR., Flanagan DC., Nearing MA., Lane LJ., Risse LM., et Finkner SC. (1995). Hillslope erosion component. In *Water Erosion Prediction Project : Hillslope Profile and Watershed Model Documentation*, volume 10, pages 11.1–11.12. DC Flanagan, MA Nearing, USDA NSERL, Natl. Soil Erosion Res. Lab., Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric., West Lafayette, Indiana.
- Foster GR., Lane LJ., Nowlin JD., Laflen JM., et Young RA. (1981). Estimating erosion and sediment yield on field-size areas. In *Transactions of the ASAE*, pages 1253–1261.
- Foster IDL. et Walling DE. (1994). Using reservoir deposits to reconstruct changing sediment yields and sources in the catchment of the Old Mill reservoir, South Devon, UK, upon the past 50 years. *Hydrological Sciences Journal*, **39** : 347–368.
- Francke T., López-Tarazón JA., Vericat D., Bronstert A., et Batalla RJ. (2008). Flood-based analysis of high magnitude sediment transport using a non-parametric method. *Earth Surface Processes and Landforms*, **33** : 2064–2077.
- Francois RJ. (1987). Strength of aluminium hydroxide flocs. *Water Research*, **21** : 1023–1030.
- Fryirs K. (2012). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades : a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, page DOI : 10.1002/esp.3242.

Fryirs K. et Brierley GJ. (2001). Variability in sediment delivery storage along river courses in bega catchment, NSW, Australia : implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*, **38** : 237–265.

Furbish DJ., Hamner KK., Schmeeckle M., Borosund MN., et Mudd SM. (2007). Rain splash of dry sand revealed by high-speed imaging and sticky paper splash targets. *Journal of Geophysical Research*, **112** : DOI :10.1029/2006JF000498.

## G

---

Garcia-Aragon J., Droppo IG., Krishnappan BG., Trapp B., et Jaskot C. (2011). Erosion characteristics and floc strength of Athabasca River cohesive sediments : towards managing sediment-related issues. *Journal of Soils and Sediments*, **11** : 679–689.

Ghahramani A., Ishikawa Y., Gomi T., et Miyata S. (2011a). Downslope soil detachment - transport on steep slopes via rain splash. *Hydrological Processes*, **25** : 2471–2480.

Ghahramani A., Ishikawa Y., et Mudd SM. (2011b). Field experiments constraining the probability distribution of particle travel distances during natural rainstorms on different slope gradients. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37** : 473–485.

Giménez R. et Govers G. (2002). Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America Journal*, **66** : 1475–1483.

Govers G. (1987). Initiation of motion in overland flow. *Sedimentology*, **34(6)** : 1157–1164.

Govers G. (1992). Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. In *Overland flow*, page 438. A Parsons, A Abrahams, UCL Press, London.

Grangeon T., Legout C., Esteves M., Gratiot N., et Navratil O. (2012). Variability of suspended particles size during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *Journal of Soils and Sediments*, **12(10)** : 1549–1558.

Grant DM. et Dawson BD. (1995). *ISCO open channel flow measurement handbook. 4e édition*. ISCO environmental division, Lincoln, Nebraska.

Gratiot Nicolas. (2010). *Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Ecole doctorale Terre Univers Environnement. 92 pages.

Gratiot N. et Manning AJ. (2004). An experimental investigation of floc's characteristics in a diffusive turbulent flow. *Journal of Coastal Research*, **41** : 105–113.

Gratiot N., Michallet H., et Mory M. (2005). On the determination of the settling flux of cohesive sediments in a turbulent fluid. *Journal of Geophysical Research*, **110** : DOI : 10.1029/2004JC002732.

Gray JR., Laronne JB., et Marr JDG. (2010). *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S Geological Survey Scientific Investigations Report.

Gumiere SJ., Raclot D., Cheviron B., Davy G., Louchart X., Fabre JC., Moussa R., et Le Bissonnais Y. (2011). MHYDAS-Erosion : a distributed single-storm water erosion model for agricultural catchments. *Hydrological Processes*, **25** : 1717–1728.

Gumiere Silvio José. (2009). *Contribution à la modélisation déterministe spatialisée de l'érosion hydrique des sols à l'échelle des petits bassins versants cultivés*. Thèse de Doctorat, Montpellier SupAgro.

## H

---

Hafzullah A. et Kavvas ML. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, **64** : 247–271.

Hairsine PB. et Rose CW. (1992). Modeling water erosion due to overland-flow using physical principles. 1. Sheet flow. *Water Resources Research*, **28** : 237–243.

Haritashya UK., Kumar A., et Singh P. (2010). Particle size characteristics of suspended sediment transported in meltwater from the Gangotri Glacier, central Himalaya - An indicator of subglacial sediment evacuation. *Geomorphology*, **122** : 140–152.

Harvey AM. (2001). Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems : implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, **42** : 225–250.

Hauser D., Amayenc P., Nutton B., et Waldteufel P. (1984). A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall speed distributions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **1** : 256–269.

Hazenbergh P., Yu N., Boudevillain B., Delrieu G., et Uijlenhoet R. (2011). Scaling of raindrop size distributions and classification of radar reflectivity-rain rate relations in intense Mediterranean precipitation. *Journal of Hydrology*, **402** : 179–192.

He H., Yu Z., Yao Q., Chen H., et Mi T. (2010). The hydrological regime and particulate size control phosphorous form in the suspended solid fraction in the dammed Huanghe (Yellow River). *Hydrobiologia*, **638** : 203–211.

He Q. et Walling DE. (1996). Interpreting particle size effects in the adsorption of  $^{137}\text{Cs}$  and unsupported  $^{210}\text{Pb}$  by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, **30** : 117–137.

He W., Nan J., Li H., et Li S. (2012). Characteristic analysis on temporal evolution of floc size and structure in low-shear flow. *Water Research*, **46(2)** : 509–520.

Heng BCP., Sander GC., Armstrong A., Quinton JN., Chandler JH., et Scott CF. (2011). Modeling the dynamics of soil erosion and size-selective sediment transport over nonuniform topography in flume-scale experiments. *Water Resources Research*, **47** : DOI:10.1029/2010WR009375.

Hénin S., Monnier G., et Combeau A. (1958). Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques*, **9** : 71–90.

## J

---

Jaffrain J. et Berne A. (2010). Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from parsivel disdrometers. *Journal of Hydrometeorology*, **12** : 352–370.

Jarvis P., Jefferson B., Gregory J., et Parsons SA. (2005). A review of floc strength and breakage. *Water Research*, **39** : 3121–3137.

Jetten V., De Roo A., et Favis-Mortlock D. (1999). Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, **37** : 521–541.

Johnson BE., Julien PY., Molnar DK., et Watson CC. (2000). The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. *Journal of the American Water Resources Association*, **36(1)** : 31–42.

Jomaa S., Barry DA., Brovelli A., Sander GC., Parlange JY., Heng BCP., et Tromp-Van Meerveld HJ. (2010). Effect of raindrop splash transversal width on soil erosion : Laboratory flume experiments and analysis with the Hairsine-Rose model. *Journal of Hydrology*, **395** : 117–132.

Joss J. et Waldogel A. (1967). A spectrograph for automatic measurement of rainfall. *Geophys. Pura Appl.*, **68** : 240–246.

## K

---

Kao SJ. et Milliman JD. (2008). Water and sediment discharge from small mountainous rivers, Taiwan : the roles of lithology, episodic events and human activities. *The Journal of Geology*, **116** : 431–448.

Kemp P., Sear D., Collins A., Naden P., et Jones I. (2011). The impacts of fine sediment on riverine fish. *Hydrological processes*, **25** : 1800–1821.

Kemper WD. et Roseneau RC. (1986). Aggregate stability and size distribution. In *Methods of Soil Analysis : Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, 2<sup>nd</sup> edition, pages 425–442. A Klute, Madison.

Kinnell PIA. (1972). The acoustic measurement of water-drop impacts. *Journal of Applied Meteorology*, **11** : 691–694.

Kinnell PIA. (1990). The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, **28** : 497–516.

Kinnell PIA. (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction : a review. *Hydrological processes*, **19** : 2815–2844.

- Kinnell PIA. (2012). Applying the  $Q_{REI30}$  index within the USLE modelling environment. *Hydrological Processes*, : DOI :10.1002/hyp.9591.
- Kinnell PIA. et Risse LM. (1998). USLE-M : empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society of America Journal*, **62** : 1667–1672.
- Kirkby MJ., Jones RJA., Irvine B., Gobin A., Govers G., Cerdan O., Van Rompaey AJJ., Le Bissonnais Y., Daroussin J., King D., Montanarella L., Grimm M., Vieillefont V., Puigdefabregas J., Boer M., Kosmas C., Yassoglou N., Tsara M., Mantel S., Van Lynden GJ., et Huting J. (2004). *Pan-European Soil Erosion Risk Assessment : The PESERA Map, Version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18pp. and 1 map in ISO B1 format.* Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Koo BK., Dunn SM., et Ferrier RC. (2005). A distributed continuous simulation model to identify critical source areas of phosphorus at the catchment scale model description. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, **2** : 1359–1404.
- Kostinski AB. et Jameson AR. (1997). Fluctuation properties of precipitation. Part 1 : On deviations of single-size drop counts from the poisson distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54** : 2174–2186.
- Kranck K. (1980). Experiments on the significance of aggregation in the settling of fine-grained sediment in still water. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17** : 1517–1526.
- Kranenburg C. (1992). *Hindered settling and consolidation of mud-analytical results*. Pages 11-92. Delft University of Technology.
- Krishnapan BG. et Marsalek J. (2005). An example of modelling flocculation in a freshwater aquatic system. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 171–188. IG Droppo, GG Leppard, SN Liss, TM Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.
- Kynch GJ. (1952). A theory of sedimentation. *Transaction of the Faraday Society*, **48** : 166–176.

## L

---

- Lague D., Crave A., et Davy P. (2003). Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, **108** : DOI :10.1029/2002JB001785.
- Lajeunesse Eric. (2008). *Erosion et transport de sédiments : du laboratoire au terrain*. Mémoire d’habilitation à diriger des recherches, Institut de Physique du Globe de Paris. 142 pages.
- Lajeunesse E., Malverti L., et Charru F. (2010). Bed load transport in turbulent flow at the grain scale : Experiments and modeling. *Journal of Geophysical Research*, **115** : DOI : 10.129/2009JF001628.
- Lana-Renault N. et Regues D. (2007). Bedload transport under different flow conditions in a human-disturbed catchment in the Central Spanish Pyrénées. *Catena*, **71(1)** : 155–163.

- Lartiges BS., Deneux-Mustin S., Villemin G., Mustin C., Barrès O., Chamerois M., Gerard B., et Babut M. (2001). Composition, structure and size distribution of suspended particulates from the rhine river. *Water Research*, **3** : 808–816.
- Lau YL. et Droppo IG. (2000). Influence of antecedent conditions on critical shear stress of bed sediments. *Water Research*, **34** (2) : 663–667.
- Lau YL., Droppo IG., et Krishnappan BG. (2001). Sequential erosion/deposition experiments - demonstrating the effects of depositional history on sediment erosion. *Water Research*, **35** (11) : 2767–2773.
- Lau YL. et Krishnappan BG. (1997). Measurement of size distribution of settling flocs. Technical report, National Water Research Institute, Environment Canada, Burlington, Ontario, Canada.
- Laws JO. et Parsons DA. (1943). The relation of raindrop-size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union*, **24** : 452–460.
- Le Bissonnais Y. (1996). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : I. theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, **47** : 425–437.
- Le Bissonnais Y., Blavet D., De Noni G., Laurent JY., Asseline J., et Chenu C. (2007). Erodibility of mediterranean vineyard soils : relevant aggregate stability methods and significant soil variables. *European Journal of Soil Science*, **58** : 188–195.
- Le Bissonnais Y., Cerdan O., Lecomte V., Benkhadra H., Souchere V., et Martin P. (2005). Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *Catena*, **62**(2-3) : 111–124.
- Le Bissonnais Y. et Singer MJ. (1993). Seal formation, runoff and interrill erosion from California soils. *Soil Science Society of America Journal*, **57** : 224–229.
- Le Bouteiller Caroline. (2011). *Degradation des sédiments marneux et suspensions hyperconcentrées*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.
- Lee BJ., Toorman E., Molz FJ., et Wang J. (2011). A two-class population balance equation yielding bimodal flocculation of marine and estuarine sediments. *Water Research*, **45** : 2131–2145.
- Leentvaar J. et Rebhun M. (1983). Strength of ferric hydroxide flocs. *Water Research*, **17** : 895–902.
- Legout C., Darboux F., Nedelec Y., Hauet A., Esteves M., Renaux B., Denis H., et Cordier S. (2012a). High spatial resolution mapping of surface velocities and depths for shallow overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37** : 984–993.
- Legout C., Leguédais S., et Le Bissonnais Y. (2005). Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared with aggregate stability measurements. *European Journal of Soil Science*, **56** : 225–237.

- Legout C., Poulenard J., Némery J., Navratil O., Grangeon T., Evrard O., et Esteves M. (2012b). Quantifying suspended sediment sources during floods in headwater catchments by spectrophotometry. *Journal of Soils and Sediment*. Submitted.
- Leguédou Sophie. (2003). *Mécanismes de l'érosion diffuse des sols : modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans.
- Leguédou S., Planchon O., Legout C., et Le Bissonnais Y. (2005). Splash projection distance for aggregated soils : Theory and experiment. *Soil Science Society of America Journal*, **69** : 30–37.
- Lenzi MA., Mao L., et Comiti F. (2003). Interannual variation of suspended sediment load and sediment yields in an alpine catchment. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences hydrologiques*, **48(6)** : 899–915.
- Lenzi MA. et Marchi L. (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the dolomites (northeastern Italy). *Catena*, **39** : 267–282.
- Leppard GG. et Droppo IG. (2005). Overview of flocculation processes in freshwater ecosystems. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 25–46. IG Droppo, GG Leppard, SN Liss, TM Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.
- Leys A., Govers G., Gillijns K., Berckmoes E., et Takken I. (2010). Scale effects on runoff and erosion losses from arable land under conservation and conventional tillage : The role of residue cover. *Journal of hydrology*, **390** : 143–154.
- Li DH. et Ganczarczyk J. (1987). Stroboscopic determination of settling velocity, size and porosity of activated sludge flocs. *Water Research*, **21** : 257–262.
- Li RM. (1979). Water and sediment routing from watershed. In *Modeling of rivers*. HW Shen, Wiley.
- Li T., Zhu Z., Wang D., Yao C., et Tang H. (2006). Characterisation of floc size, strength and structure under various coagulation mechanisms. *Powder Technology*, **168** : 104–110.
- Lick W., Huang H., et Jepsen R. (1993). Flocculation of fine-grained sediments due to differential settling. *Journal of Geophysical Research*, **98(C6)-10** : 279–288.
- Liss SN., Droppo IG., Flannigan DT., et Leppard GG. (1996). Floc architecture in wastewater and natural riverine systems. *Environmental Science and Technology*, **30(2)** : 680–686.
- Löffler-Mang M. et Joss J. (1999). An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17** : 130–139.
- Lopes VL. et Lane LJ. (1988). Modeling sedimentation processes in small watersheds. *IAHS Publications*, **174** : 497–508.
- López-Tarazón JA., Batalla RJ., Vericat D., et Balasch JC. (2010). Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment : The River Isábena (Ebro basin). *Catena*, **82** : 23–34.



López-Tarazón JA., Batalla RJ., Vericat D., et Francke T. (2012). The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment : The River Isàbena. *Geomorphology*, **138** : 15–28.

Low HS. (1989). Effect of sediment density on bed-load transport. *Journal of Hydrological Engineering*, **115** : 124–138.

## M

---

MacCormack RW. (1969). *The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering*. Paper 69-354, Am. Inst. Aeronaut. Astronaut.

Maggi Federico. (2005). *Flocculation dynamics of cohesive sediment*. Thèse de Doctorat, Delft University of Technology.

Maki M., Keenan TD., Sasaki Y., et Nakamura K. (2001). Characteristics of the raindrop size distribution in the tropical continental squall lines observed in darwin, australia. *Journal of Applied Meteorology*, **40** : 1393–1412.

Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Planchon O., Favis-Mortlock D., Silvera N., et Wainwright J. (2006). Soil detachment and transport on field- and laboratory-scale interrill areas : erosion processes and the size-selectivity of eroded sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31** : 929–939.

Manning AJ. (2004). Observations of the properties of flocculated cohesive sediment in the Three Western European Estuaries. *Journal of Coastal Research*, **41** : 70–81.

Manning AJ., Bass SJ., et Dyer KR. (2006). Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology*, **235** : 193–211.

Manning AJ., Dyer KR., Lafite R., et Mikes D. (2004). Flocculation measured by video based instruments in the gironde estuary during the European commission SWAMIEE project. *Journal of Coastal Research*, **41** : 58–69.

Mano Vincent. (2008). *Processus conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues - Optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Marnezy Alain. (1999). *L’Arc et sa vallée. Anthropisation et géodynamique d’une rivière alpine dans son bassin versant*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - IGA.

Marshall JS. et Palmer WM. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, **5** : 165–166.

Martinez-Mena M., Alvarez Rogel J., Albaladejo J., et Castillo VM. (1999). Influence of vegetal cover on sediment particle size distribution in natural rainfall conditions in a semiarid environment. *Catena*, **38** : 175–190.

- Mathys Nicolle. (2006). *Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes de Haute Provence)*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).
- Meybeck M. (1983). Atmospheric inputs and river transport of dissolved substance. In *Dissolved loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships*, pages 173–192. IAHS, Hamburg.
- Meyer-Peter E. et Müller R. (1948). Formulas for bed-load transport. In *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> congress of the International Association of Hydraulic Research*, Stockholm, Sweden.
- Michaelides K., Abraim I., Nord G., et Esteves M. (2010). Tracing sediment redistribution across a break in slope using rare earth elements. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35** : 575–587.
- Michallet H. et Mory M. (2004). Modelling of sediment suspensions in oscillating grid turbulence. *Fluid Dynamics Research*, **35** : 87–106.
- Mietta Francesca. (2010). *Evolution of the floc size distribution of cohesive sediments*. Thèse de Doctorat, Delft University of Technology.
- Mikes D. et Manning AJ. (2010). Assessment of flocculation kinetics of cohesive sediments from the Seine and Gironde estuaries, France, through laboratory and field studies. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, **136** (6) : 306–318.
- Mikes D., Verney R., Lafite R., et Belorgey M. (2004). Controlling factors in estuarine flocculation processes : experimental results with material from the Seine Estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research*, **41** : 82–89.
- Mikkelsen OA., Hill PS., Milligan TG., et Chant RJ. (2005). In situ particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Continental Shelf Research*, **25** : 1959–1978.
- Mikkelsen OA. et Pejrup M. (2001). The use of a LISST-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity. *Geo-Marine letters*, **20** : 187–195.
- Milliman JD. et Syvitski JPM. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, **100** : 525–544.
- Misra RK. et Rose CW. (1995). An examination of the relationship between erodibility parameter and soils strenght. *Australian Journal of Soil Research*, **33** : 715–732.
- Miura S., Yoshinaga S., et Yamada T. (2003). Protective effect of floor cover against soil erosion on steep slopes forested with *Chamaecyparis obtuse* (hinoki) and other species. *Journal of Forest Research*, **8** : 27–35.
- Moquet JS., Crave A., Viers J., Seyler P., Armijos E., Bourrel L., Chavarri E., Lagane C., Laraque A., Casimiro WSL., Pombosa R., Noriega L., Vera A., et Guyot JL. (2011). Chemical

weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology*, **287** : 1–26.

Morgan RPC. et Duzant JH. (2008). Modified MMF (Morgan-Morgan-Finney) model for evaluating effects of crops and vegetation cover on soil erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32** : 90–106.

Morgan RPC., Quinton JN., Smith RE., Govers G., Poesen J., Auerswald K., Chisci G., Torri D., et Styczen ME. (1998). The European soil erosion model (EUROSEM) : a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23** : 527–544.

Mossand AJ., Walker PH., et Hutka J. (1980). Movement of loose, sandy detritus by shallow water flows : An experimental study. *Sedimentary Geology*, **25(1-2)** : 43–66.

## N

---

Navratil O., Esteves M., Legout C., Gratiot N., Némery J., Willmore S., et Grangeon T. (2011). Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of hydrology*, **398** : 246–259.

Nearing MA., Foster GR., Lane LJ., et Finkner SC. (1989). A process-based soil erosion model for usda-water erosion prediction project technology. *Transactions of the ASAE*, **32(5)** : 1587–1593.

Nezu I. et Nakagawa H. (1993). *Turbulence in open-channel flows*. International Association for Hydraulic Research, Balkema, Rotterdam.

Nicolas Matthieu. (2010). *Etude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Nord G. et Esteves M. (2005). PSEM\_2D : A physically based model of erosion processes at the plot scale. *Water Resources Research*, **41** : DOI :10.1029/2004WR003690.

Nord G. et Esteves M. (2007a). Evaluation of sediment transport formulae and detachment parameters in eroding rills using PSEM\_2D and the Water erosion Prediction Project (WEPP) database. *Water Resources Research*, **43** : DOI :10.1026/2006WR005444.

Nord G. et Esteves M. (2007b). PSEM\_2D : Un modèle d'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle. *Etudes de géographie physique*, **34** : 3–14.

Nord G., Esteves M., Lapetite JM., et Hauet A. (2009). Effect of particle density and inflow concentration of suspended sediment on bedload transport in rill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34** : 253–263.

## O

---

- Oades JM. et Waters AG. (1991). Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, **29** : 815–828.
- Oliveira A., Palma C., et Valenca M. (2011). Heavy metal distribution in surface sediments from the continental shelf adjacent to Nazaré canyon. *Deep Sea Research II*, **58** : 2420–2432.
- Oliveira A., Santos AI., Rodrigues A., et Vitorino J. (2007). Sedimentary particle distribution and dynamics on the Nazaré canyon system and adjacent shelf (Portugal). *Marine Geology*, **246** : 105–122.
- O'Melia CR. et Bowman KS. (1984). Origins and effects of coagulation in lakes. *Schweizerische Zeitschrift Fur Hydrologie*, **46(1)** : 64–85.
- Owens PN., Batalla RJ., Collins AJ., Gomez B., Hicks DM., Horowitz AJ., Kondolf GM., Marden M., Page MJ., Peacock DH., Peticrew EL., Salomons W., et Trustrum NA. (2005). Fine-grained sediment in river systems : environmental significance and management issues. *River research and applications*, **21** : 693–717.

## P

---

- Parker DS., Kaufman WJ., et Jenkins D. (1972). Floc breakup in turbulent flocculation processes. *J. Sanit. Eng. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **1** : 79–99.
- Parsons AJ. et Gadian AM. (2000). Uncertainty in modelling the detachment of soil by rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, **25** : 723–728.
- Parsons AJ. et Stone PM. (2006). Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interrill runoff and erosion. *Catena*, **67** : 68–78.
- Parsons AJ., Wainwright J., Powell DM., Kaduk J., et Brazier RE. (2004). A conceptual model for understanding and predicting erosion by water. *Earth Surface Processes and Landforms*, **29** : 1293–1302.
- Petan S., Rusjan S., Vidmar A., et Mikos M. (2010). The rainfall kinetic energy-intensity relationship for rainfall erosivity estimation in the mediterranean part of slovenia. *Journal of Hydrology*, **391** : 314–321.
- Peticrew EL. (2005). The composite nature of suspended and gravel stored fine sediment in streams : a case study of O'Ne-ail Creek, British Columbia, Canada. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 71–93. IG Droppo, GG Leppard, SN Liss, TM Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.
- Peticrew EL. et Droppo IG. (2000). The morphology and settling characteristics of fine-grained sediment from a selection of canadian rivers. In *Contributions to the International Hydrological Programme V by Canadian Experts. IHP-V Technical Documents in Hydrology*, page 111. UNESCO, Paris.

- Phillips JM. et Walling DE. (1995). An assessment of the effects of sample collection, storage and resuspension on the representativeness of measurements of the effective particle size distribution of fluvial suspended sediment. *Water Research*, **29** :11 : 2498–2508.
- Phillips JM. et Walling DE. (1999). The particle size characteristics of fine-grained channel deposits in the River Exe Basin, Devon, UK. *Hydrological Processes*, **13** : 1–19.
- Phillips JM. et Walling DE. (2005). Intra-storm and seasonal variations in the effective particle size characteristics and effective particle density of fluvial suspended sediment in the Exe Basin, Devon, United Kingdom. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 47–70. IG Droppo, GG Leppard, SN Liss, TM Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.
- Pieri L., Bittelli M., Hanushkova M., Ventura F., Vicari A., et Pisa PR. (2009). Characteristics of eroded sediments from soil under wheat and maize in the North Italian Apennines. *Geoderma*, **154** : 20–29.
- Poesen J. (1985). An improved splash transport model. *Zeitschrift fur Geomorphologie Neue Folge*, **29**(2) : 193–211.
- Poesen J. et Savat J. (1981). Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part II : Detachability and transportability measurements. *Catena*, **8**(1) : 19–41.
- Polyakov VO. et Nearing MA. (2003). Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. *Catena*, **51** : 33–43.
- Poulenard J., Legout C., Némery J., Bramorski J., Navratil O., Douchin A., Fanget B., Perette Y., Evrard O., et Esteves M. (2012). Tracing sediments during floods using Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform Spectrometry (DRIFTS) : A case study in a highly erosive mountainous catchment (Southern French Alps). *Journal of Hydrology*, **414** : 452–462.
- Pratt-Sitaula B., Garde M., Burbank DW., Oskin M., Heimsath A., et Gabet E. (2007). Bedload-to-suspended load ratio and rapide bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quaternary Research*, **68**(1) : 111–120.
- Probst JL., Mortatti J., et Tardy Y. (1994). Carbon river fluxes and weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry*, **9**(1) : 1–13.
- Proffitt APB., Rose CW., et Hairsine PB. (1991). Rainfall detachment and deposition : Experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Science Society of America Journal*, **55** : 325–332.
- Prosser IP., Dietrich WE., et Stevenson J. (1995). Flow resistance and sediment transport by concentrated overland flow in a grassland valley. *Geomorphology*, **13** : 71–86.

## Q

- Quansah C. (1981). The effects of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Science*, **32** : 215–224.

## R

---

- Recking A. (2010). A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Journal of Geophysical Research*, **64** : DOI : 10.1029/2009WR008007.
- Reid SC., Lane SN., Berney JM., et Holden J. (2007). The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river. *Geomorphology*, **83** : 152–182.
- Renard KG., Foster GR., Weesies GA., et Porter JP. (1991). RUSLE : revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, pages 30–33.
- Rex JF. et Petticrew EL. (2010). Salmon-derived nitrogen delivery and storage within a gravel bed : sediment and water interaction. *Ecological engineering*, **36** : 1167–1173.
- Ries JB., Seeger M., Iserloh T., Wistorf S., et Fister W. (2009). Calibration of simulated rainfall characteristics for the study of soil erosion on agricultural land. *Soil and Tillage Research*, **106** : 109–116.
- Rosenfeld D. et Ulbrich CW. (2003). Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. *Meteorological Monographs*, **30** : 237–237.

## S

---

- Salles C. et Poesen J. (2000). Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrological Processes*, **14** : 271–282.
- Salles C., Poesen J., et Borselli L. (1999). Measurement of simulated drop size distribution with an optical spectro pluviometer : sample size considerations. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24** : 545–556.
- Salles C., Poesen J., et Govers G. (2000). Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact : rain erosivity indices and threshold energy. *Water Resources Research*, **36(9)** : 2721–2729.
- Salles C., Poesen J., et Sempere-Torres D. (2002). Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity. *Journal of Hydrology*, **257** : 256–270.
- Sanchez M. et Levacher D. (2007). The influence of particle size of the dispersed mineral fraction on the settlement of marine and estuarine muds. *Geo-Marine Letters*, **27** : 303–313.
- Saylor JR. et Sivasubramanian NA. (2007). Edge detection methods applied to the analysis of spherical raindrop images. *Applied Optics*, **46** : 5352–5367.
- Scholten T., Gelßler C., Goc J., Kühn P., et Wlegand C. (2011). A new splash cup to measure the kinetic energy of rainfall. *Journal of Plant and Nutritional Soil Science*, **174** : 596–601.

- Seghar R. (2007). *Analyse expérimentale du ruissellement et de l'érosion sur trois sites de mesures à l'échelle parcellaire en milieu méditerranéen : impacts des pratiques d'entretien de la vigne*. mémoire de M2R, Université de Montpellier.
- Semmens DJ., Goodrich DC., Unkrich CL., Smith RE., Woolhiser DA., et Miller SN. (2008). KINEROS2 and the AGWA Modeling Framework. In *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*, pages 41–48. HS Weather, S Sorooshian, KD Sharma, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sempere-Torres D., Porrà JM., et Creutin JD. (1994). A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, **33**(12) : 1494–1502.
- Serrat P. (1999). Present sediment yield from a mediterranean fluvial system : the Agly River (France). *Compte rendus de l'académie des sciences, Série II Fascicule A : Sciences de la Terre et des Planètes*, **329**(3) : 189–196.
- Serrat P., Ludwig W., Navarro B., et Blazi JL. (2001). Spatial and temporal variability of sediment fluxes from a coastal Mediterranean river : the Tet (France). *Compte rendus de l'académie des sciences, Série II Fascicule A : Sciences de la Terre et des Planetes*, **333**(7) : 389–397.
- Sharma PP. (1996). Interrill erosion. In *Soil erosion, conservation, and rehabilitation*, pages Chapter 7, 125–152. M Agassi, Dekker, New York.
- Sharma PP. et Gupta SC. (1989). Sand detachment by single raindrops of varying kinetic energy and momentum. *Soil Science Society of America Journal*, **53** : 1005–1010.
- Sharma P., Gupta S., et Rawls W. (1991). Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Science Society of America Journal*, **55** : 301–307.
- Shields I. (1936). *Anwendung der ahnlichkeitmechanik und der turbulenzforschung auf die gescheibebewegung*. Mitt. Preuss Ver.-Anst.
- Shrestha PL. et Orlob GT. (1996). Multiphase distribution of cohesive sediments and heavy metals in estuarine systems. *Journal of Environmental Engineering*, **122**(8) : 730–740.
- Sidorchuk A. (2008). A third generation erosion model : The combination of probabilistic and deterministic components. *Geomorphology*, **110** : 2–10.
- Slattery MC. et Bryan RB. (1992). Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall : a laboratory experiment. *Earth Surface Processes Landforms*, **17** : 127–146.
- Slattery MC. et Burt TP. (1997). Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22** : 705–719.
- Smith JAE., Hui M., Steiner ML., Baeck WF., Krajewski A., et Ntelekos A. (2009). Variability of rainfall rate and raindrop size distributions in heavy rain. *Water Resources Research*, **45** : DOI :10.1029/2008WR006840.
- Smith RE. (1981). A kinematic model for surface mine sediment yield. In *Transactions of the ASAE*, pages 1508–1514.

- Smith RE., Goodrich DC., Woolhiser DA., et Unkrich CL. (1995). KINEROS - a kinematic runoff and erosion model. In *Computer models of watershed hydrology*, pages 697–732. VP Singh, Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Smith RE., Quinton J., Goodrich DC., et Nearing M. (2010). Soil-erosion models : where do we really stand? Short communication (Discussion) on the papers by Wainwright & *al.* (2008 a,b,c). *Earth surface processes and landforms*, **35** : 1344–1348.
- Smoluchowski M. (1917). Versuch einer mathematischen theorie der koagulation-kinetic kolloider losungen. *Z. Physik. Chem.*, **92** : 129.
- Sposito G. (1989). *The chemistry of soils*. Oxford University Press.
- Stone M. et Krishnappan BG. (2003). Floc morphology and size distributions of cohesive sediment in steady-state flow. *Water Research*, **37** : 2739–2747.
- Stone M., Krishnappan BG., et Emelko MB. (2008). The effect of bed age and shear stress on particle morphology of eroded cohesive sediment in an annular flume. *Water Research*, **42** : 4179–4187.
- Stone PM. et Walling DE. (1997). Particle size selectivity considerations in suspended sediment budget investigations. *Water, Air and Soil Pollution*, **99** : 63–70.
- Storm B., Jorgensen GH., et Styczen M. (1987). Simulation of water flow and soil erosion processes with a distributed physically-based modeling system. *IAHS Publications*, **167** : 595–608.
- Sutherland RA., Tack FMG., et Ziegler AD. (2012). Road-deposited sediments in an urban environment : a first look at sequentially extracted elements loads in grain size fraction. *Journal of hazardous materials*, **225-226** : 54–62.

## T

---

- Tatard L., Planchon O., Wainwright J., Nord G., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M., et Huang CH. (2008). Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *Journal of Hydrology*, **348** : 1–12.
- Tayfur G. (2002). Applicability of sediment transport capacity models for nonsteady state erosion from steep slopes. *Journal of Hydrological Engineering*, **7(3)** : 252–259.
- Thiabaud V. (2009). *Caractérisation des incertitudes sur la mesure de la distribution granulométrique de matières en suspension*. Mémoire de M2R, Université Joseph Fourier.
- Thomas DN., Judd SJ., et Fawcett N. (1999). Flocculation modelling : a review. *Water Research*, **33(7)** : 1579–1592.
- Thonon I., Roberti JR., Middelkoop H., Van der Perk M., et Burrough PA. (2005). In situ measurements of sediment settling characteristics in floodplains using a LISST-ST. *Earth surface processes and landforms*, **30** : 1327–1343.



- Tirado Sandra. (2012). *Assessing energy regime effects on pathogen-particle interactions linking water quality to ecosystems and Public Health*. Thèse de Doctorat, University of Guelph.
- Tisdall JM. et Oades JM. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, **33** : 141–163.
- Tombacz E. et Szekeres M. (2004). Colloidal behaviour of aqueous montmorillonite suspensions : the specific role of pH in the presence of indifferent electrolytes. *Applied Clay Science*, **27** : 75–94.
- Tombacz E. et Szekeres M. (2006). Surface charge of kaolinite in aqueous suspension in comparison with montmorillonite. *Applied Clay Science*, **34** : 105–124.
- Tromp-Van Meerveld HJ., Parlange JY., Barry DA., Tromp MF., Sander GC., Walter MT., et Parlange MB. (2008). Influence of sediment settling velocity on mechanistic soil erosion. *Water Resources Research*, **44** : DOI :10.1029/2007WR006361.
- Turbé A., Toni A De., Benito P., Lavelle P., Lavelle P., Ruiz N., Van der Putten WH., Labouze E., et Mudgal S. (2010). Soil biodiversity : functions, threats and tools for policy makers. Technical report, Bio Intelligence Service, IRD, and NIOO, Report for European Commission (DG Environment).

## U

---

- Uijlenhoet R., Steiner M., et Smith JA. (2003). Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation. *Journal of Hydrometeorology*, **4** : 43–61.
- Ulbrich CW. (1983). Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22** : 1764–1775.

## V

---

- Van Asch TWJ. (1983). Water erosion on slopes in some land units in a mediterranean area. *Catena, Supplement*, **4** : 129–140.
- Van Boxel JH. (1998). Numerical model for the fall speed of rain drops in a rain fall simulator. In *International Workshop on Technical Aspects and Use of Wind Tunnels for Wind-Erosion Control and Combined Effect of Wind and Water on Erosion Processes*, pages 77–86.
- Van Dijk AIJM., Bruijnzeel LA., et Eisma EH. (2003). A methodology to study rain splash and wash processes under natural rainfall. *Hydrological Processes*, **17** : 153–167.
- Van Dijk AIJM., Bruijnzeel LA., et Rosewell CJ. (2002). Rainfall intensity-kinetic energy relationships : a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, **261** : 1 :23.
- Van Leusen W. (1994). *Estuarine macroflocs*. Thèse de Doctorat, University of Utrecht.

- Van Oost K., Beuselinck L., Hairsine PB., et Govers G. (2004). Spatial evaluation of multi-class sediment transport and deposition model. *Earth Surface Processes and Landforms*, **29** : 1027–1044.
- Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., de Vente J., et Ocakoglu F. (2011). Sediment yield in Europe : Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, **130** : 142–161.
- Vericat D. et Batalla RJ. (2006). Sediment transport in a large impounded river : the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, **79(1-2)** : 72–92.
- Viney NR. et Sivapalan M. (1999). A conceptual model of sediment transport : application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrological Processes*, **13** : 727–743.
- Vörösmarty CJ., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., et Syvitski JPM. (2003). Anthropogenic sediment retention : major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, **39(1-2)** : 169–190.

## W

---

- Wainwright J., Parsons AJ., et Abrahams AD. (1995). A simulation study of the role of raindrop erosion in the formation of the desert pavement. *Earth Surface Processes and Landforms*, **20** : 277–291.
- Wainwright J., Parsons AJ., et Abrahams AD. (1999). Field and computer simulation experiments on the formation of desert pavement. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24** : 1025–1037.
- Wainwright J., Parsons AJ., Müller EN., Brazier RE., Powell DM., et Fenti B. (2008). A transport-distance approach to scaling erosion rates : I. background and model development. *Earth Surface Processes and Landforms*, **33** : 813–826.
- Walling DE. (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, **65** : 209–237.
- Walling DE. (2012). Beryllium-7 : The cinderella of fallout radionuclide sediment tracers? *Hydrological Processes*, **DOI** : 10.1002/hyp.9546.
- Walling DE. et Moorehead PW. (1989). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment : an overview. *Hydrobiologia*, **176/177** : 125–149.
- Walling DE., Owens PN., Waterfall BD., Leeks GJL., et Wass PD. (2000). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of the Total Environment*, **251/252** : 205–222.
- Walling DE. et Webb BW. (1987). *Suspended load in gravel bed rivers : UK experience*. John Wiley and Sons.
- Weilenmann U., O'Melia CR., et Stumm W. (1999). Particle transport in lakes : Models and measurements. *Limnology and Oceanography*, **34(1)** : 1–18.

- Wells ML. et Goldberg ED. (1993). Colloid aggregation in seawater. *Marine Chemical*, **41** : 353–358.
- Wenske D., Jen CH., Böse M., et Lin JC. (2012). Assessment of sediment delivery from successive erosion on stream-coupled hillslopes via a time series of topographic surveys in the central high mountain range of Taiwan. *Quaternary International*, **263** : 14–25.
- Wicks JM. et Bathurst JC. (1996). SHESED : a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modeling system. *Journal of Hydrology*, **175** : 213–238.
- Wiesner J. (1895). Beiträge zur kenntnis der tropischen regens. *Sber.Akad. Wiss. Wien*, **104** : .
- Wigmosta MS., Vail WV., et Lettenmaier DP. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, **30** : 1665–1679.
- Williams ND., Walling DE., et Leeks GJL. (2007). High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research*, **41** : 1081–1093.
- Williams ND., Walling DE., et Leeks GJL. (2008). An analysis of the factors contributing to the settling potential of fine fluvial sediment. *Hydrological processes*, **22** : 4153–4162.
- Winterstein TA. et Stefan HE. (1986). Effects of nozzle orientation on sediment sampling. In *Proceedings of the Fourth Federal Interagency Sedimentation Conference, Subcommittee on Sedimentation of the Advisory Committee on Water Data*, Las Vegas, Nevada.
- Winterwerp Johan Christian. (1999). *On the dynamic of high-concentrated mud suspensions*. Thèse de Doctorat, Delft University of Technology.
- Winterwerp JC., Manning AJ., Martens C., de Mulder T., et Vanlede J. (2006). A heuristic formula for turbulence-induced flocculation of cohesive sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **68** : 195–207.
- Wischmeier H. et Smith DD. (1987). *Predicting rainfall erosion losses*. Agriculture Handbook n ° 537. Science and Education Administration.
- Woodward JC., Porter PR., Lowe AT., Walling DE., et Evans AJ. (2002). Composite suspended sediment particles and flocculation in glacial meltwaters : preliminary evidence from Alpine and Himalayan basins. *Hydrological processes*, **16** : 1735–1744.
- Woodward JC. et Walling DE. (2007). Composite suspended sediment particles in river systems : their incidence, dynamics and physical characteristics. *Hydrological Processes*, **21** : 3601–3614.
- Wu CC., Wu JJ., et Huang RY. (2003). Floc strength and dewatering efficiency of alumn sludge. *Advanced Environment Research*, **7** : 617–621.

## X

---

- Xu J. (2002). Implications of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration : the Yellow River basin, China. *Catena*, **49** : 289–307.
- Xu R. et Di Guida OA. (2003). Comparison of sizing small particles using different technologies. *Powder Technology*, **132** : 145–153.

## Y

---

- Yang CT. (1996). *Sediment transport : Theory and practice*. McGraw-Hill, New York. 396 pages.
- Yoder RE. (1936). A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *Journal of American Society of Agronomy*, **28** : 337–351.
- Young RA., Onstad CA., Bosch DD., et Anderson WP. (1989). AGNPS : a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, : 168–173.
- Yu N., Delrieu G., Boudevillain B., Hazenberg P., et Uijlenhoet R. (2012). Unified formulation of single and multi-moment normalizations of the raindrop size distribution based on the gamma probability density function. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Submitted.

## Z

---

- Zeinivand Hossein. (2009). *Development of spatially distributed hydrological WetSpa modules for snowmelt, soil erosion, and sediment transport*. Thèse de Doctorat, Vrije Universiteit Brussel.

# Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation

---

## Résumé

Les particules en suspension transportées dans les réseaux hydrographiques résultent des processus de rivière et des apports depuis les versants. Nous avons étudié dans cette thèse la dynamique des tailles de particules le long du continuum versant-rivière afin d'apporter des éléments de réponse à la réflexion aujourd'hui menée sur les distances de transport et sur le concept de connectivité sédimentaire.

Des observations de terrain sont menées à l'exutoire d'un bassin versant de tête ( $\approx 20 \text{ km}^2$ ). Elles mettent en évidence une corrélation positive entre débit liquide et taille des particules. L'établissement et la mise en œuvre d'un protocole de mesure original montre que les particules sont agrégées. A cette échelle, les apports des versants semblent importants pour expliquer les variations de taille des particules. Des expériences de laboratoire utilisant un canal annulaire sont menées et indiquent qu'une partie de ces variations peut être attribuée à la désagrégation ou à la floculation des particules dans l'écoulement. Des variations de taille notables sont dues au type de sol. Elles sont moindres à la fin des événements schématisés simulés en canal, suggérant que l'écoulement prend une part prépondérante pour expliquer les variations de taille des particules. Cet effet du type de sol a motivé l'étude des processus de versant, et en particulier ceux de la pluie. Des expériences de simulations de pluie menées en laboratoire ( $\approx 1 \text{ m}^2$ ) sur deux sols révèlent que l'augmentation de l'énergie cinétique de la pluie a tendance à générer des agrégats plus fins. Une paramétrisation du détachement par la pluie par fraction granulométrique est développée sur la base de ces expériences et implémentée au sein de deux modèles numériques d'érosion hydrique à base physique. Les simulations numériques confirment que cette tendance a des impacts sur les exports à l'échelle du versant. Enfin, des variations de granulométrie en lien avec l'énergie cinétique de la pluie sont perceptibles lors d'observations de terrain à l'échelle du versant ( $\approx 100 \text{ m}^2$ ), confirmant l'importance d'une description correcte du forçage pluviométrique.

**Mots clés :** Granulométrie, Erosion, Transport solide en suspension, Energie de la pluie, Connectivité, Sélectivité

## Multi-scale study of fine particle size generated by water erosion : contributions for modeling

---

## Abstract

The suspended particles of catchment networks are dependent on both river and hillslope erosion processes. During this thesis, the particle size dynamics was studied along this continuum in order to improve the understanding of particle delivery from hillslopes to the outlets of headwater catchments.

Field measurements were conducted at the headwater catchment scale ( $\approx 20 \text{ km}^2$ ). The discharge displayed a positive correlation with the particle size. An original measurement protocol has been set up and it demonstrated that particles were mostly aggregated. The inputs from hillslopes were possibly involved in some of the variations of the measured particle size. Laboratory experiments carried out using an annular flume demonstrated that a part of these variations could be explained by disaggregation or flocculation within the flow. Important variations due to the soil type were observed. However, they were less pronounced in the falling limbs of the schematic flood events, suggesting that flow conditions progressively became more important than the soil signature. The latter encouraged the analysis of hillslope processes, among which a special attention was given to the rainfall effects. Rainfall simulation experiments ( $\approx 1 \text{ m}^2$ ) demonstrated for two soils that an increase in the rainfall kinetic energy resulted in smallest aggregates detached from the soil matrix. The importance of this mechanism at the hillslope scale ( $\approx 100 \text{ m}^2$ ) with regard to runoff selectivity was demonstrated developing a size-dependent detachment parametrisation included in two physically based numerical models. Finally, the effects of the rainfall kinetic energy on the particle size were observed during field measurements made at the plot scale as well, underlining the need to adequately describe the rainfall forcing field at this scale.

**Keywords :** Particle size, Hillslope erosion, Sediment transport, Rainfall kinetic energy, Connectivity, Selectivity